1 3 19

**GEOLOGICKÉ PRÁCE**
**Správy 70**

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

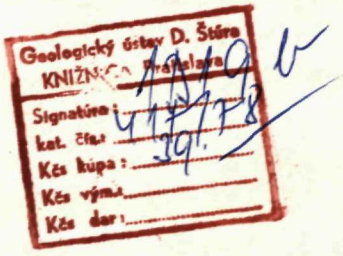
REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, Akad. Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, 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., Akad. Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., (predseda redakčnej rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

# GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 70

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1978



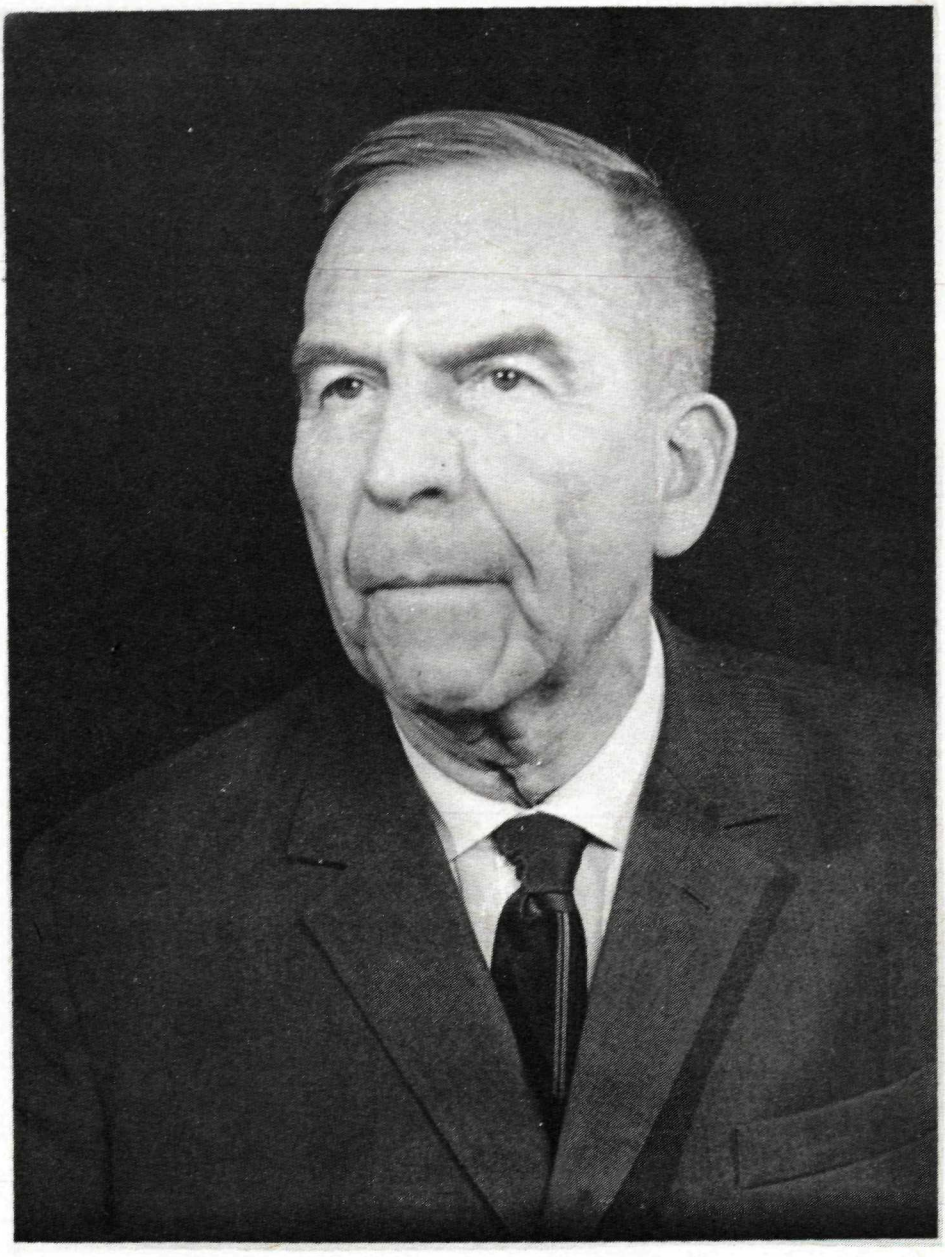

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1978

**OBSAH — CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE**


Fusán, O. — Samuel, O.: K nedožitým osemdesiatinám akad. D. Andrusova . . . . . 9
Fusán, O. — Samuel, O.: K šesťdesiatinám RNDr. Bartolomeja Leška, DrSc. . . . . 29
Leško, B. — Ďurkovič, T. — Gašpariková, V. — Kullmanová, A. — Samuel, O — Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1- New data on geology of the Myjavská pahorkatina upland based on the results of the drill hole Lubina-1 35
Salaj, J. — Kysela J. — Gašpariková, V. — Began, A.: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia — Le Danien de la série de Manín de l'Ouest de Žilina et laquestion de plissement laramique . . . . . 57
Samuel, O. — Haško, J.: Nové poznatky o paleogéne sv. časti Žilinskej kotliny . . . . . 83
Polák, M.: Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry/litológia a paleogeografia/-Jurassic of the Tatric in the Malá Magura, Malá and Veľká Fatra Mts . . . . . 91
Haško, J.: Oravská séria — nová séria bradlového pásma Západných Karpát . . . . . 115
Haško, J.: Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny . . . . . 123
Planderová, E. — Vozárová, A.: Vrchný karbón v južnej časti veporíd — Upper Carboniferous in Southern Veporides . . . . . 129
Molčíková, V.: Vápnitý nannoplankton karpatu v karpatské předhlubni na Moravě — Karpatian Nannoplankton in Carpathian Foredeep in Moravia . . . . . 143
Plička, M.: Ichnofosilie Planolites vulgaris Nicholson and Hinde 1875 ze svrchní křídy (godulské vrstvy) v jádrech vrtu Staré Hamry — 1a (Moravskoslezké Beskydy, Československo) — Ichnofossil Planolites vulgaris Nicholson and Hinde 1875 from Upper Cretaceous (Godula beds) in cores of the drill hole Staré Hamry— 1a (Moravsko-Slezské beskydy mountains, Czechoslovakia . . . . . 159
Plička, M.: K otázce předmagurské jednotky u Valašského Meziříčí — On the problem of the Fore-Magura unit near Valašské Meziříčí . . . . . 177
Mořkovský, M. — Filková, V.: Nové poznatky o geologii prešovské části Košické kotliny — New information about geology of the Košická kotlina depression around Prešov . . . 183
Vass, D.: World Neogene radiometric time — scale (estate to the begining of 1976) — Svetová neogénna rádiometrická časová škála (od r. 1976) . . . . . 197
Ivanov, M.—Petro, M.: Paragenetické pomery na polymetalickom zrudnení pri Muránskej Hute . . . . . 237
Timčák, G. — Hroncová, E.: Fel-Fortran program pre úplnú Niggliho klasifikáciu magmatických typov pomocou počítača — A Fel-Fortran program for the complete Niggli classification . . . . . 243


**Recenzie — Správy**


Samuel, O.: Recenzia knihy Géczy B.: Les Ammonitines du Carixien de la montagne du Bakony 259
Fusán, O. — Samuel, O.: Recenzia knihy Fülöp J.: The Mesozoic basement horsf blocks of Tata . . . . . 261
Hanzel, V.: Tretie medzinárodné sympózium o používaní indikátorov pre sledovanie pohybu podzemných vôd . . . . . 263



*Akademik Dimitrij Andrusov 7. 11. 1897—1. 4. 1976*

## *K nedožitým osemdesiatinám Dimitrija Andrusova*

Dňa 1. apríla 1976 prekvapila celú československú verejnosť smutná správa — akademik D. Andrusov v plnej tvorivej práci, životného elánu a pracovných predsavzatí, náhle zomrel. Jeho odchodom stratila naša spoločnosť vynikajúceho vedca, zakladateľa všetkých geologických inštitúcií na Slovensku, priekopníka moderného výskumu Západných Karpát, ktorý celý svoj život zasvätil systematickej a húževnatej práci pre rozvoj geologických disciplín.

Akademik D. Andrusov sa narodil 7. novembra 1897 v Jurjeve (teraz Tartu) v Estónskej socialistickej republike ZSSR. Pochádza z rodiny významného univerzitného profesora geológie a paleontológie, ktorý pôsobil v Jurjeve, Kijeve a Petrohrade. Jeho matka bola dcérou známeho archeológa, objaviteľa Tróje, Heinricha Schliemanna. Stredoškolské vzdelanie získal na gymnáziu Naumenka v Kijeve a od roku 1912 na gymnáziu Maja v Petrohrade, ktoré r. 1915 ukončil maturitou. Už počas stredoškolských štúdií sa uňho prejavilo nadanie a záujem o prírodné vedy. Časté pobyty pri Čiernom a Baltickom mori umožňovali nadanému študentovi vniknúť hlbšie do tajov zoológie a geológie mora, ale aj Kaukazských končiarov. Vysokoškolské štúdiá začal v roku 1915 na Petohradskej univerzite a ako vysokoškolák zúčastnil sa geologických expedícií do Zakaspickej oblasti (Kara-Bugaz-gol) a do Fergany. Februárová revolúcia ho donútila prerušiť štúdia — ako vojak so zbraňou v ruke šiel brániť záujmy ľudu. K štúdiu sa opäť vrátil v roku 1918. Krátko nato odišiel s expedíciou geologického komitétu pre výskum uhoľných ložísk na polostrov Mangyšlak (Zakaspická oblasť). Odtiaľ na Krym, kde v Symferopoľskej univerzite prednášal jeho otec. V roku 1919 musel znovu narukovať. Z armády po roku odišiel do Carihradu a odtiaľ emigroval cez Grécko a Sicíliu do Paríža, kde na Sorbone pokračoval vo vysokoškolských štúdiách. Tam v roku 1922 získal gradus "Licencié ès Sciences" z odboru prírodných vied. V Prahe, kde sa presťahoval s rodičmi, pokračoval v štúdiu na Vysokej škole chemicko-technologického inžinierstva, potom na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity, kde bol v roku 1925 promovaný za doktora prírodných vied. Hneď po absolvovaní štúdií nemohol prijať miesto asistenta u profesora R. Kettnera, ktoré, keďže nemal čsl. štátne občianstvo, nemohol obsadiť. Ako odborník sa začal zaoberať geologickým výskumom Západných Karpát. Široké jazykové vedomosti mu umožňovali štúdium

odbornej zahraničnej literatúry a zaručovali kvalitu jeho prekladateľským publikáciám.

Pre jeho nevšedné geologické schopnosti ho už v roku 1926 požiadal o spoluprácu Štátny geologický ústav v Prahe. O tri roky neskôr, po nadobudnutí čsl. štátneho občianstva, sa stal asistentom na Geologicko-paleontologickom ústave Prírodovedeckej fakulty Karlovej univerzity v Prahe. Dobrá teoretická príprava, odborná erudícia a pracovná húževnatosť pomohli 35-ročnému vedcovi dosiahnuť docentúru. Súkromne začal viesť odborné cvičenia a špeciálne kurzy z geológie.

V roku 1938 bola zriadená Slovenská vysoká škola technická v Košiciach, na ktorú bol vymenovaný za mimoriadneho profesora a riaditeľa Geologického ústavu na menovanej technike. Slovenská vysoká škola technická nemohla začať svoju činnosť v Košiciach, nakoľko mesto podľa Mníchovského diktátu pripadlo Maďarsku. Preto bola premiestnená do Martina, kde sa začalo s vyučovaním v školskom roku 1938—39 a od školského roku 1939—40 bola presťahovaná do Bratislavy, na ktorej v roku 1941 bol vymenovaný za riadneho profesora. Založením Prírodovedeckej fakulty v roku 1940 na univerzite v Bratislave bol poverený prednášaním geológie a paleontológie a vedením Geologicko-paleontologického ústavu fakulty. Vidiac dôležitú funkciu geológie v národnom hospodárstve, jeho pričinením bol v roku 1940 založený Štátny geologický ústav na Slovensku (dnešný Geologický ústav D. Štúra), ktorého sa stal prvým riaditeľom. Týmto aktom položil základy systematického geologického výskumu Západných Karpát, a tým aj objavovania ich nerastného bohatstva. Nakoľko bol ústav založený vo vojnových rokoch, jeho rozkvet nastal až po oslobodení našej vlasti sovietskou armádou, hlavne však po februárových udalostiach v roku 1948, kedy prírodné a celospoločenské bohatstvo prešlo do rúk pracujúceho ľudu. Rekonštrukcia vojnou zničených baní a priemyslu, ako aj prudký rozvoj spriemyselňovania Slovenska, vyžadovali si výchovu odborných geologických kádrov a zabezpečovanie surovinovej bázy pre národné hospodárstvo. Vzhľadom na tieto potreby sa D. Andrusov začal ešte húževnatejšie venovať výchove nových odborných kádrov, z ktorých vyrástli známi odborníci a vedci.

Hlavným životným krédom D. Andrusova sa stal geologický výskum Slovenska. Mal k nemu osobitý vzťah. Potvrdil to aj v období Slovenského národného povstania, počas ktorého odišiel na povstalecké územie a dal sa do služieb Povereníctva školstva a národnej osvety Slovenskej národnej rady. Predovšetkým jeho zásluhou sa zachránila väčšia časť prístrojového vybavenia a knižnica vtedy existujúcich slovenských geologických inštitúcií pred odtransportovaním ustupujúcou nacistickou armádou.

V rokoch 1944—46 bol dekanom fakulty špeciálnych náuk Slovenskej vysokej školy technickej a súčasne aj členom profesorského zboru Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Zriadením samostatnej geologicko-geografickej fakulty UK v roku 1952 sa stal riadnym profesorom tejto fakulty a vedúcim katedry geológie a paleontológie a dočasne tiež vedúcim katedry inžinierskej geológie. V priebehu troch rokov

bol zvolený za akademika SAV, získal hodnosť doktora geologicko-mineralogických vied a už v roku 1957 sa stal členom korešpondentom ČSAV.

S menom D. Andrusova sú spojené aj ďalšie novozriadené geologické inštitúcie, a to geologické laboratórium SAV, ktorého bol v rokoch 1955 až 1963 externým vedúcim a do roku 1967 riaditeľom Geologického ústavu UK v Bratislave. Aj po odchode z pedagogickej činnósti v roku 1970, s jemu vlastným elánom a nadšením, externe pracoval na výskumných úlohách Geologického ústavu D. Štúra.

Pre jeho nevšedné vedecké, pedagogické a organizačné schopnosti počas celého jeho pôsobenia na Slovensku, bol poverovaný funkciami a členstvom v rozličných vedeckých inštitúciách: Pracoval ako člen vedeckej rady Prírodovedeckej fakulty UK, člen vedeckej rady Geologického ústavu SAV, člen komisie pre obhajobu doktorských prác z odboru paleontológie, podpredseda štátnej komisie pre obhajobu doktorských dizertačných prác v odbore geologicko-mineralogických vied, člen komisie pre obhajobu kandidátskych dizertačných prác v odbore geologicko-mineralogických vied, predseda rigoróznej komisie v odbore geológie (1960—1970), predseda redakčno-vydavateľskej rady SAV (1954—1955), člen redakčnej rady časopisu Naša veda (1954—1965), člen Čsl. národného geologického komitétu (1955—1965), hlavný redaktor časopisu Geologický zborník (1950—1964), podpredseda Národnej stratigrafickej komisie pri ČSAV (1956—1969), podpredseda I. sekcie SAV (1960—1961). Od roku 1962 pracoval ako člen VK GG SAV (1962—1971), podpredseda VK GG (1962—1963), predseda VK GG (1966—1970), člen knižničnej komisie SAV, člen geologickej sekcie ČSAV od r. 1957, miestopredseda Čsl. spoločnosti pre geológiu a mineralógiu (1955—1959), predseda Slovenského výboru tejto spoločnosti, člen stratigrafickej komisie KBGA (1962—1969), člen jej tektonickej komisie (1962—do smrti), člen Poradného zboru TANAPu pri Ministerstve kultúry, člen Vedeckej rady Slovenského národného múzea, člen geologickej komisie pre štátny plán (1956—1957), predseda geologickej skupiny Komisie predsedníctva Zboru povereníkov dlhodobého plánu spriemyselnenia Slovenska, čestný člen vedeckej rady Geologického ústavu D. Štúra (1969 do smrti), člen Slovenskej geologickej rady, člen redakčnej rady popularizačno-vedeckého časopisu Pyramída a spolupracovník encyklopedického slovníka SAV.

Najmä zásluhou svojich rodičov získal D. Andrusov už v útlom detstve všestranné vzdelanie, znalosť cudzích rečí (hovoril francúzsky, nemecky, anglicky), čo v ďalšom období veľmi pozitívne vplývalo na jeho odborný rast. Osobitý vzťah k prírode, zvlášť ku geológii, mu od detstva vštepoval otec — vynikajúci geológ a paleontológ. Prvé konkrétne predstavy o jeho budúcom povolaní sa kryštalizovali počas expedícií do Zakaspickej a Ferganskej oblasti, Kaukazu a na polostrov Mangyšlak. Veľmi široké teoretické základy pre vedeckú prácu mu dal aj E. Haug — zakladateľ modernej stratigrafie a profesor na Sorbone. S takýmto širokým teoretickým základom prišiel do Prahy, kde sa práve zásluhou svojich vedomostí dostal medzi popredných československých odborníkov v geológii. V Prahe pod vplyvom prof. R.

Kettnera D. Andrusov začal samostatnú výskumnú činnosť v Českom masíve v oblasti Zbirošska a Povltavia. Z tohto obdobia sú aj jeho prvé vedecké práce a geologické mapy. Súčasne začal pracovať v Západných Karpatoch, pričom vychádzal z predpokladu, že riešenie zložitej geologickej stavby pásmového pohoria si vyžaduje precízne geologické mapovanie s geometrickou predstavou. Preto ako dôsledný odborník v roku 1927 absolvoval mapovací kurz u známeho švajčiarskeho geológa, profesora lausanskej univerzity M. Lugeona, ktorý mu odovzdal svoje bohaté skúsenosti aj z oblasti tektoniky.

V prvých rokoch výskumnej činnosti sa zameral na najzložitejší geologický fenomén Západných Karpát — na bradlové pásmo, v ktorom rozpracoval stratigrafiu, ktorá v základných črtách platí dodnes. Toto pásmo sa stalo jeho srdečnou záležitosťou počas celého života, o čom najlepšie svedčí skutočnosť, že okrem početných publikácií čiastkových problémov napísal päťzväzkové dielo, v ktorom syntetizujúcim spôsobom objasňuje stratigrafiu a tektoniku. Snaha po objasnení zákonitosti stavby Západných Karpát ho viedla k tomu, aby svoju výskumnú činnosť zameral tiež na flyšové pásmo Karpát. Vďaka svojej húževnatosti a širokému rozhľadu v krátkom čase zvládol i túto problematiku, a tak spolu s českými geológmi v r. 1931 pripravil podklady pre tretí zjazd Karpatskej geologickej asociácie v Československu. Pre potreby zjazdu spolu s A. Matějkom vydal "Guide des excursions dans les Carpathes occidentales", v ktorom vynikajúcim spôsobom demonštroval príkrovovú stavbu Západných Karpát. Toto jeho dielo tvorí i dnes významný medzník v poznaní stavby Západných Karpát.

Obdobie po r. 1931 až do r. 1938 sa v živote akademika D. Andrusova vyznačuje veľmi intenzívnou vedeckou prácou, čo sa odzrkadľuje aj na počte a kvalite publikovaných prác (cca 70). Už v tomto čase sú jeho práce charakterizované fundovanosťou a širokou odbornou paletou zrelého vedca. Okrem pokračovania výskumu v bradlovom pásme zintenzívnil výskum mezozoika vnútorných Karpát a rozšíril svoju výskumnú sféru aj na flyšové pásmo Západných a Východných Karpát a tiež neogénne oblasti. Okrem vedeckých pojednaní z tohto obdobia pochádzajú jeho geologické mapy z bradlového pásma Oravy, z jednotlivých regiónov vnútorných Karpát a Čiech. Spolupracoval aj pri zostavení prehľadnej geologickej a tektonickej mapy ČSR. Osobitne sa treba zmieniť o vysokej kvalite a precíznosti jeho geologických máp, ktoré bez podstatnejších zmien prevzala aj celoštátna edícia generálnych máp.

D. Andrusov si hneď na začiatku svojich výskumov uvedomil význam biostratigrafie pre riešenie stavby Západných Karpát, preto venoval osobitnú pozornosť zberu skamenelín a ich určovaniu. Za týmto účelom takmer každý rok trávil určitý čas konzultáciami so zahraničnými odborníkmi. Cesty do Viedne k profesorovi O. Kühnovi, F. Glaessnerovi, M. Gignouxovi mu umožnili nielen rozšíriť si svoj vedomostný obzor, ale aj nadviazať širokú spoluprácu, vďaka ktorej položil základy biostratigrafickému výskumu viacerých útvarov Západných Karpát. Na základe intenzívnych výskumov, ktoré ďaleko dopredu posunuli dovtedajšie poznatky

o stavbe Západných Karpát, spracoval dielo „Geologie Slovenska", ktoré predstavuje jeho prvú syntetickú prácu.

O mimoriadne plodnej práci D. Andrusova svedčí aj to, že vedľa vedeckej práce, spolu s prof. Q. Zárubom, zaoberal sa aj riešením praktických otázok pre veľké inžinierske stavby, priehrady a tunely.

Veľký medzník v živote D. Andrusova znamenal rok 1938, kedy bol menovaný za mimoriadneho profesora na novozriadenej Slovenskej vysokej škole technickej. Neveľká krajina pod Tatrami sa mu od toho času stala novým domovom. Tým sa aj ťažisko jeho práce presunulo do pedagogickej sféry a organizovania geologickej činnosti na Slovensku, kde do toho času nebola žiadna geologická inštitúcia pre výchovu a vzdelávanie kádrov. Mimoriadne osobné črty D. Andrusova, ako húževnatosť, iniciatívnosť a organizačné schopnosti sa zvlášť výrazne prejavili v zložitom a ťažkom vojnovom období, počas ktorého, aj jeho pričinením, boli založené všetky vedecké geologické inštitúcie, ktoré sa po oslobodení Československa stali základom rozvoja geologickej činnosti na Slovensku. V tejto tvorivej práci mu výrazne pomáhal najmä jeho prvý asistent M. Kuthan, ktorý sa po oslobodení stal riaditeľom bývalého Štátneho geologického ústavu (dnešný ústav D. Štúra). D. Andrusov si plne uvedomoval, že neoddeliteľnou súčasťou vedeckých inštitúcií je potreba zverejňovať výsledky výskumov, preto sa intenzívne usiloval o založenie odborných geologických časopisov — prvým na Slovensku boli Práce Štátneho geologického ústavu. S jeho menom je spojené aj založenie ďalšieho časopisu Geologický zborník, ktorého bol dlhší čas redaktorom.

Povojnové obdobie u nás je charakterizované veľkým rozmachom geológie aj vzhľadom na indrustrializáciu Slovenska. Celkový výskum bol zameraný hlavne na vyhľadávanie nerastných surovín. Do tejto priekopníckej práce sa D. Andrusov zapojil osobne. Usmerňoval práce prvých absolventov geológie. Pribúdanie odborných kádrov mu neskôr umožnilo prejsť na komplexný tímový výskum. Toto obdobie predstavuje vrchol jeho vedeckej činnosti, čo odzrkadľuje aj množstvo publikácií z jeho pera.

Osobitnú zmienku si zasluhujú ďalšie dva monografické zväzky o bradlovom pásme a trojzväzkové dielo Geológia československých Karpát, z ktorých prvé dva boli preložené aj do nemeckého jazyka.

V poslednom desaťročí svojho života sa D. Andrusov venoval hlavne tektonickým otázkam Západných Karpát. Svoje celoživotné poznatky z tejto problematiky zhrnul v monografii Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten, ktorá bola vydaná pri príležitosti XXIII. svetového geologického kongresu v ČSSR. Po odchode z pedagogickej činnosti na zaslúžený odpočinok sa s veľkým elánom zapojil do výskumnej činnosti na Geologickom ústave D. Štúra. Zúčastnil sa na riešení palinspastickej rekonštrukcie karpatskej geosynklinály, na prácach medzinárodného geodynamického projektu, zostavovaní stratigrafického slovníka a niektorých ďalších stratigrafických problémov.

D. Andrusov vynikal nielen ako vedec, ale aj ako pedagóg. Jeho prvé kroky

v pedagogickej činnosti sú späté s Karlovou univerzitou v Prahe, kde pôsobil ako asistent a neskôr ako súkromný docent. Hlavná jeho pedagogická činnosť sa však začala príchodom na Slovensko. Na Slovenskej vysokej škole technickej bol poverený prednášaním geológie a v roku 1940 na novozriadenej Prírodovedeckej fakulte UK prednášaním geológie a paleontológie. Od tohto obdobia sa datuje systematická výchova prvej generácie slovenských geológov. Po oslobodení, rozvojom vysokých škôl a zriadením ďalších katedier, jeho pedagogická činnosť bola nielen veľmi rozsiahla, ale aj rozmanitá. Prenášal na SVŠT stavbárom, geodetom, lesníkom, baníkom a na Prírodovedeckej fakulte plný kurz geológie a paleontológie. Pedagodická činnosť si vyžiadala napísanie mnohých učebných textov, ktoré boli vydané formou skrípt. Pod jeho pedagogickým vedením vyrástli viaceré generácie geológov, ktorým dal dobré základy pre vedeckú, pedagogickú a aplikovanú činnosť. Tieto generácie prehlbujú a rozvíjajú ním začaté dielo moderného výskumu Západných Karpát, za účelom objavovania nerastného bohatstva pre rozvoj socializmu v našej vlasti a obohatenie ľudského poznania.

O uznávaní vedeckej erudície D. Andrusova svedčia početné pozvania a jeho účasť na významných medzinárodných stretnutiach geológov. Pre svoje odborné kvality bol menovaný za člena Učenej spoločnosti Šafárikovej v Bratislave (1933), Kráľovskej vedeckej spoločnosti českej v Prahe (1937) a za dopisujúceho člena rakúskej geologickej spoločnosti (1937), ktorej čestným členom sa stal v r. 1958. Bol aj čestným členom maďarskej geologickej spoločnosti (1960), poľskej, anglickej a nemeckej. Taktiež francúzskej, ktorej bol od r. 1965 viceprezidentom.

Jeho vedecká práca bola ocenená najvyššími vládnymi orgánmi doma i v zahraničí. Hneď po oslobodení Československa v r. 1946 mu bola udelená Slovenská národná cena, v r. 1963 bronzová medaila univerzity Komenského a v r. 1965 zlatá medaila Univerzity Komenského. V tom istom roku dostal štátne vyznamenanie Za zásluhy o výstavbu a r. 1966 laureáta štátnej ceny Klementa Gottwalda. V r. 1967 získal plaketu ČSAV Za zásluhy o vědu a lidstvo, o dva roky neskôr medailu Cyrila Purkyně od Ústredného geologického ústavu v Prahe a v r. 1972 Čestné uznanie za rozvoj slovenskej geológie s plaketou D. Štúra. Veľkú poctu mu v r. 1971 vyjadrila aj rakúska geologická spoločnosť udelením pamätnej medaily E. Suessa. Pamätnú medailu Steinmanna mu udelila nemecká geologická spoločnosť. Pri príležitosti jeho 75. narodenín v r. 1972 dostal štátne vyznamenanie Rad Práce.

Akademik D. Andrusov svojou prácou, ktorej zasvätil celý svoj život, vytvoril veľké dielo, ktoré zostane trvalým pomníkom a bude slúžiť aj ďalším generáciám ako vzor húževnatej práce vedca, ktorý oddal celý svoj um a srdce vede. Veľkosť jeho osoby sa prejavovala v skromnosti, pracovitosti, v zanietenosti o poznanie zákonitostí prírody v ktorej nešetril svojich síl. Až do posledného dňa bol úzko spätý s prírodou, ktorá bola jeho najväčšou láskou a životným zmyslom. V tomto duchu vychovával svojich žiakov, ktorí sa hrdo hlásia k jeho menu, ako k Andrusovovej škole a budú na ním vytvorenom základe ďalej budovať a rozvíjať geológiu Západných Karpát.

**Zoznam publikácií akademika Dimitrija Andrusova**


1. ANDRUSOV, D. 1925: Geologické poměry Zbirožska. Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR, pp. 52—110. Praha.
2. — 1925: Předběžná zpráva o geologickém mapování na Plassku. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 1,5—6, pp. 119 126. Praha.
3. ANDRUSOV, D. 1926: O sigmoidálních ohybech bradlového pásma mezi Oravou a Kysúcou. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 2,4—6, pp. 334—345. Praha.
4. ANDRUSOV, D. 1927: Předběžná zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku (1925—1926) v Západních Karpatech. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 3,2—3, pp. 126—152. Praha.
5. — et KOUTEK, J. 1927: O svrchnokřídové fácii „Couches rouges" ve vnitřním bradlovém pásmu Západních Karpát. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 3,2—3, pp. 74—81. Praha.
6. — et KOUTEK, J. 1927: O rozšíření a stratigrafickém významu vápenců s Calpionella alpina v Západních Karpatech. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 3,2—3, pp. 97—108. Praha.
7. ANDRUSOV, D. 1928: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest I. Věst. Stát. Geol. Úst. ČSR, 4,6, pp. 167—198. Praha.
8. ANDRUSOV, D. 1929: O tektonickém postavení vnitřního bradlového pásma na Slovensku. Věst. IV. Sjezdu čsl. přírodozpyt. Lék. v Praze 1928, 3,1, pp. 54—55. Praha.
9. — 1929: Problémy stavby vnitřních Záp. Karpat, kterak se jeví ve světle výzkumů svrchonokřídových a paleogénních vrstev bradlového pásma a sousedních pásem na Slovensku. Věst. IV. Sjezdu čsl. Přírodyzpyt. Lék. v Praze 1928, 3,1, pp. 55—56. Praha.
10. — 1929: Nová data o stratigrafii bradlového pásma na Slovensku. Věst. IV. Sjezdu čsl. Přírodozpyt. Lék. v Praze 1928, 3,1, pp. 56. Praha.
11. — 1929: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat — II. O stáří vrstev puchovských. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5, 1, pp. 26—36. Praha.
12. — 1929: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat — III. Urgon vážskeho údolí. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5, 2—3, pp. 137—147. Praha.
13. — 1929: Příspěvky ku geologiii severozápadních Karpat — IV. Útesové pásmo v Pieninách (Dojmy z exkurse Polské geologické společnosti v Pieninách 18.—21. 5. 1929). Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5,6 pp. 327—342. Praha.
14. — 1929: Poznámky ku geológii severozápadních Karpat. (Zpr. z Čsl. spolcč. mineral.-geol.). Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5, 4—5, pp. 320—321. Praha.
15. — 1929: Quelques remarques sur la stratigraphie de la zone des Klippes internes de la Slovaquie. Pamietnik II. zjazdu slow. geograf. i etnograf. w Polsce r. 1927, pp. 267—270. Kraków.
16. — et KOUTEK, J. 1929: Sur le facies "Couches rouges" du Crétacé supérieur dans la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. Pamietnik II. zjazdu slow. geogr. i etnograf. w Polsce r. 1927, p. 329, Kraków.
17. — et KOUTEK, J. 1929: Remarque sur les calcaires a Calpionella alpina des Carpathes occidentales. Pamietnik II. zjazdu slow. geogr. i etnograf. w Polsce r. 1927, p. 329. Kraków.
18. — et KETTNER, R. 1929: O uhelném ložisku u Hričovského Podhradí nedaleko Žiliny. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5, p. 422. Praha.
19. — et MATĚJKA, A. 1929: O humenském „útesu". Věst. Stát. geol. úst. ČSR, 5, pp. 347—353. Praha.
20. — et ZOUBEK, V. 1929: O výskytu andezitové brekcie u Štěpníc západně Púchova v útesovém pásmu v Považí. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5, 2—3, pp. 183—193. Praha.
21. ANDRUSOV, D. 1930: Příspěvky ku geologii severozápadních Karpat. VI. Stratigrafické rozdělení bradlového obalu. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 6, 4—6, pp. 221—232. Praha.
22. — et HYNIE, O. 1930: Předběžná zpráva o geologických výzkumech flyšového území v údolí Uhu v Podkarpatské Rusi. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 6,3, pp. 89—98. Praha.

23. KÜHN, O. et ANDRUSOV, D. 1930: Korály bradlového obalu Karpat (Korallen aus der Klippenhülle der Karpathen). Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 6, 4—6, pp. 155—168. Praha.
24. MATĚJKA, A. et ANDRUSOV, D. 1930: Kritická poznámka o subtatranských příkrovech ve Vysokých Tatrách. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 6, 4—6, pp. 176 181. Praha.
25. ANDRUSOV, D. 1931: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat. Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadu. Sbor. Stát. geol. Úst. 9, pp. 23—300. Praha.
26. — 1931: Stratigrafie podhalského flyše v jeho jihozápadním zakončení. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7,2, pp. 111—114. Praha.
27. — 1931: O roztřídení mikroorganizmů v mesozoických usazeninách západních Karpat. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7, 2, pp. 115—116. Praha.
28. — 1931: Poznámky k stratigrafii a paleontologii liasu centrálně-karpatských příkrovů. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7,2 pp. 131—141. Praha.
29. — 1931: O stratigrafickém rozdělení spodní křídy spodního subtatranského příkrovu na středním Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7,2, pp. 152—160. Praha.
30. — 1931: Poznámka o sesuvech v povodí Oravy na Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7,2 pp. 172—174. Praha.
31. — 1931: La zone des Klippes internes dans le bassin de l'Orava. Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 13, pp. 317—351. Praha.
32. — 1931: Geologická mapa útesového pásma v údolí Oravy. Díl západní. (Carte géologique de la zone des Klippes dans la vallée de l'Orava. Partie occidentale). Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 13, atlas, č. 9. Praha.
33. — 1931: Geologická mapa útesového pásma v údolí Oravy. Díl východní. (Carte géologique de la vallée de l'Orava. Partie orientale). Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 13, atlas č. 10. Praha.
34. — 1931: Zpráva o geologických výzkůmech v masívu Vysokých Tater v létě r. 1931. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7,6, pp. 438—442. Praha.
35. — 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. I. Úvod. II. Stratigrafie triasu a liasu. Rozpr. Stát. geol. Úst. ČSR, 4, pp. 167. Praha.
36. — et MATĚJKA, A. 1931: Le trajet en chemin de fer Bohumín — Turčiansky Sv. Martin. Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 13, pp. 165—176. Praha.
37. — et KETTNER, R. 1931: Geologická mapa okolí Kremničky (Carte géologique des environs de Kremnička). Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 13, atlas, č. 3. Praha.
38. — et KETTNER, R. — KOUTEK, J. — MATĚJKA, A. — ZOUBEK, V. 1931: Profily západními Karpaty na listu Banská Bystrica. (Coupes a travers les Carpathes occidentales comprises sur la feuille Banská Bystrica. Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, atlas č. 2. Praha.
39. MATĚJKA, A. et ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. (Přehled geologie západních Karpat na středním Slovensku a v sousedních oblastech). Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 3, pp. 19—163. Praha.
40. MATĚJKA, A. et ANDRUSOV, D. 1931: Příspěvek ke geologii flyše v povodí Latorice a Víče v Podkarpatské Rusi. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7, 2, pp. 222—239. Praha.
41. MATĚJKA, A. et ANDRUSOV, D. 1931: Taktonická mapa západních Karpat na středním Slovensku na liste Banská Bystrica. (Carte tectonique des Carpathes occidentales de la Slovaqie centrale comprises sur la feuille Banská Bystrica. Knihovna Stát. geol. Úst. ČSR, 13, atlas č. 1. Praha.
42.— et KODYM, O. — MATĚJKA, A. — ZELENKA, L. 1931: Tektonická mapa československé republiky. (Carte tectonique de la République tchecoslovaque. Atlas rep. českoslov. 8. Geologie. Praha.
43. ANDRUSOV, D. 1932: Geologická mapa Povltaví mezi Zvíkovem a Orlíkem. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, 1, pp. 35—39. Praha.
44. — 1932: Geologická studia v pohoří Vetrných Holí. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, 1, pp. 41—47. Praha.

45. — 1932: Les traits fondamentaux de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale. (Conférence faite à Praque le 31 out 1931 à la séance d'ouverture de la III-ième réunion de l'Association pour l'avancemnet de la géologie des Carpathes). Práce geol.-pal. Úst. Karlovy Univ. za r. 1932, pp. 1—16. Praha.
46. — 1932: Kritika rozdělení neogénu dolnomoravského úvalu. (Critique de la subdivision du Néogene de la dépression de la Morava inférieure). Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, 1, pp. 77—78. Praha.
47. — 1932: Několik výsledků geologických výzkumů v bradlovém pásmu v Považí mezi Vlárou a Púchovem. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, 2, pp. 84—90. Praha.
48. — 1932: O některých spongiových horninách čsl. Karpat. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, 3, pp. 174—180. Praha.
49. — 1932: Geologická mapa údolí vltavského mezi Kamýkem n/Vlt. a Cholínem. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, 4—5, pp. 211—213. Praha.
50. — 1932: Základný rys geologickej stavby západných Karpát na Strednom Slovensku. Čs. uč. spol. Šafárikovej „Bratislava", 6, 1, pp. 111—123. Bratislava.
51. — 1932: O pokračování ležaté vrásy Czerwonych Wierchů ve skupině Osobité a o postavení tatranských limburgitů. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, pp. 213—215. Praha.
52. — 1932: O čtvrtohorních terasách Orąvy a středního toku Váhu a několik poznámek o geomorfologii západních Karpát slovenských. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, pp. 244—257. Praha.
53. — 1932: O některých jurských inoceramech z československých západních Karpat. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, pp. 294—302. Praha.
54. — 1932: O nálezu Calpionella alpina Lorenz v jure Holého Kopce u Koryčan na Moravě. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, pp. 292—294. Praha.
55. — 1932: O nálezu numulitové fauny v okolí Jablunkova ve Slezsku a o stáří beskydského flyše. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 8, pp. 312—316. Praha.
56. ANDRUSOV, D. 1933: O rozšíření glaukonitu v československých Karpatech. Věst. Stát. Geol. Úst. ČSR, 9, pp. 51—58. Praha.
57. — 1933: Poznámka o Štúrových šipkovských břidlicích u Šipkova ve Vetrních Holích na Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, pp. 48—51. Praha.
58. — 1933: Demonstrace nové geologické mapy Kavkazu. In: Zprávy čsl. spol. pro min. a geol., Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, pp. 239—240. Praha.
59. — 1933: Hlavné rysy geologické stavby východních Karpat v Podkarpatské Rusi. In: Zprávy čsl. spol. pro min. a geol., Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, pp. 241. Praha.
60. — 1932: O vztahu východních Karpat ke Karpatum západním. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, pp. 157—164. Praha.
61. — 1932: Drobné zprávy o geologii moravsko-slezských Karpat. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, 3—4, pp. 194—199. Praha.
62. — 1932: Poznámky o geológii Považí. Remarque sur la géologie de la vallé du Váh. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9 pp. 191—194. Praha.
63. — 1932: Geologie Vysokých Tater. Slovenské Tatry, kraj a lid. Úvod k tatranské výstavě, pp. 6—7. Praha.
64. ANDRUSOV, D. 1933: Poznámky o mladých pohybech kůry zemské v západních Karpatech. Sborn. II. sjezdu čsl. geogr. V Bratislavě, pp. 104—105. Bratislava.
65. — 1933: Geologische Karte des Ostrau — Karwiner Steinkohlenbeckens, der West Beskiden und des Sudetischen Randgebirges (Entworfen von H. Beck und G. Götzinger, redg. v. H. Wetters) — recenzia Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9,5, pp. 293—294. Praha.
66. — 1933: Bohdan Świderski — Sur l'arc des Karpathes occidentales. Eclog. geol. Helv. 26 (recenzia). Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9,5, pp. 294—295. Praha.
67. — 1933: Quelques questions de géomorphologie carpathique. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 9,2, pp. 154—157. Praha.

68. ANDRUSOV, D. 1934: Siderolites vidali Douv. z karpatské křídy. Zprávy Čsl. spol. pro min. a geol., Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 10, pp. 338—339. Praha.
69. — 1934: Sur la trouvaille de Siderolites vidali Douvillé dans du Crétacé carpathique. La Soc. géol. de France, Fasc. 6, s. 19. mars 1934, pp. 82—84. Paris.
70. — 1934: O nálezu ammonoida v karpatském rhaetu. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 10, pp. 9—13. Praha.
71. — 1934: O tektonickém postavení Haligovského útěsu v Pieninách. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 10, pp. 12—13. Praha.
72. — 1934: Nová stratigrafie křídy spodního substranského příkrovu. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 10, in: Správy čsl. spol. pro min. a geol., pp. 225. Praha.
73. KUNSKÝ, J. et ANDRUSOV, D. 1934: Beitrag zur Frage der Gipfelflur in den Westkarpaten. Zeitschr. f. Gemorphologie 8, 3, pp. 137—140. Berlin—Leipzig.
74. ANDRUSOV, D. 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpat.Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 11, pp. 54—56. Praha.
75. — 1935: Subdivision et parallélisme des nappes subtatriques des Carpathes occidentales. Compte rendu sommaire des séances de la Soc. géol. de France, f. 10, pp. 141—142. Paris.
76. — 1935: Zpráva Dr. D. Andrusova, docenta Karlovy university o geologických výzkumech v Podkarpatské Rusi v r. 1932. Ročenka Slovanského ústavu V—VII (1932—34), pp. 169—170. Praha.
77. — 1935: Zpráva Dr. D. Andusova o výzkumech na vých. Slovensku a v Podkarpatské Rusi v létě r. 1933. Ročenka Slovanského Ústavu V-VII, (1932—1934), pp. 171. Praha.
78. — 1935: Zpráva Dr. Andrusova o geologických a paleontologických výzkumech na Slovensku v r. 1934. Ročenka Slovanského Ústavu 5—7, 1932—1934, pp. 178—179. Praha.
79. ANDRUSOV, D. 1936: Zpráva Dr. Andrusova o výzkumech geologických a paleontologických na Slovensku v létě r. 1935 a využití podpory Sboru pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi. Ročenka Slovanského Ústavu 8 (1935), pp. 52—53. Praha.
80. — 1936: Demonstrace nové geol. mapy bradlového pásma mezi Vlárou a Trstenou v měř. 1:75000. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 12, pp. 114. Praha.
81. — 1936: O významu Thalliophyt pro složení karpatských sedimentů. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 12, pp. 116. Praha.
82. — 1936: Subtatranské příkrovy západních Karpat. Carpatica 1, pp. 3—50. Praha.
83. — 1936: Geologické výzkumy v Podkarpatské Rusi v létech 1932—34. Carpatica 1, pp. 53—109. Praha.
84. — 1936: Subdivision des nappes subtatriques sur le versant N de la Haute Tatra. Bull. de l'Assoc. russe pour les rech. scient., 4—8. Sec. sc. nat. et math. 23, pp. 125—134. Praha.
85. — 1936: Vznik vnitřního bradlového pásma v Karpatech. Věda přírodní 17 (6—8), pp. 139—133. Praha.
86. — 1936: Stručná geologická zpráva Dr. Dimitrija Andrusova o výzkumech v bradlovém pásmu v okolí Varína na listu Ružomberok—Vrútky v r. 1935. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 12, pp. 10—11. Praha.
87. — 1936: Přehled geologie moravskoslezských Bezkyd a jejich předhoří. Čas. vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, roč. 49. č. 183—184, pp. 114—121. Olomouc.
88. et ČEPEK, L. — HYNIE, O. — KETTNER, R. — KODYM, O. — URBAN, K. 1936: Geologická mapa Československé republiky. List Královice (4051) 1:75 000. Praha.
89. et ŠUF, J. 1936: Stratigrafie a tektonika severního okraje Silické planiny u Drnavy na Slovensku. Čas. „Bratislava" 10, pp. 243—246. Bratislava.
90. ANDRUSOV, D. 1937: Přehled geologie moravskoslezských Bezkyd a jejich předhoří. Čas. vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, roč. 50, č. 185—186, pp. 50—71. Olomouc.
91. — 1937: La Structure tectonique des Monts Métalifères du Spiš et du Gemer en Slovaquie. C. R. S. Géol. de France No 11, pp. 153—154. Paris.

92. — 1937: O vzniku vnitroalpské pánve vídenské. Příroda, 30/6, pp. 1—4. Brno.
93. — 1937: Sur la position stratigraphique des Radiolarites du Krušnohoří (Montagnes métalifères) du Spiš et du Gemer en Slovaquie. C. R. S. Géol. de France, No 3, pp. 31—33. Paris.
94. — 1937: Sur quelques fossiles triassiques des Carpathes occidentales. Věst. Král. Česk. Spol. Nauk. Tř. matemat.-přírodověd. Roč. 1937, pp. 1—20. Praha.
95. — 1937: Deux coupes géologiques à travers les Carpathes occidentales. Bull. Soc. Géol. de France, sér. 5, t. 7, pp. 435—438. Paris.
96. — 1937: Stratigraphie du Neogéne du Bassin intraalpin de Vienne et son rapport aux gisements de pétrole. II. Congr. mondial de pétrole 3—2, pp. 493—498. Paris.
97. — 1937: Zpráva univ. Doc. Dr. D. Andrusova o geologických výzkumech na Slovensku v roce 1936. Ročenka Slovanského Ústavu 9 (1936). Praha.
98. — et ZÁRUBA, Q. — PFEFFERMANN, 1937: Geologické poměry území projektované dráhy Banská Bystrica—Diviaky. Zprávy železničních inženýrů, roč. 14 (9—11), pp. 3—15. Praha.
99. — 1937: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitteil. der Geol. Gesel. in Wien, 30, pp. 157—185. Wien.
100. KOUTEK, J. et ANDRUSOV, D. 1937: O nálezu fauny v paleogénu u Priechoda nedaleko Banské Bystrice. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 13—6, pp. 284—287. Praha.
101. KÜHN, O. et ANDRUSOV, D. 1937: Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpathen. Věst. Král. české společnosti nauk, roč. 1936, pp. 1—18. Praha.
102. ANDRUSOV, D. 1938: Faune du Burdigalien et de l'Helvétien de la Slovaquie occidentale Bull. de l'Assoc. russe pour les rech. sc., à Prague, Vol. VII. (XII) 44, pp. 151—177. Praha.
103. — 1938: Dnešní pojetí geologické stavby západních Karpat. Bull. de l'Assoc. russe pour les rech. sc. à Prague, 53, pp. 1—21. Praha.
104. — 1938: Geologie Slovenska. Nakl. Sborn. pro výskum Slovenska a Podkarpatské Rusi pri Slovanském Ústave v Praze, pp. 111. Praha.
105. — 1938: Rôle des Thallophytes dans la constitution des roches sédimentaires des Carpathes tchécoslovaques. Věst. Král. čes. spol. nauk, tř. mat.-přír., roč. 1938, pp. 1—32. Praha.
106. — 1938: Karpathen Miozän und Wiener Becken. Petroleum 34, 27, pp. 1—9. Berlin—Wien.
107. — 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, III.-Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst. 9, pp. 135. Praha.
108. — 1938: Nové paleongénne fauny Slovenska. Sborn. štát. ban. múzea D. Štúra v Banskej Štiavnici, 2, pp. 17—19. Banská Štiavnica.
109. — 1938: Geologická exkurzia do Súľova. Excursion géologique à Súľov (vallées du Váh). Sbor. Štát. ban. Múzea D. Štúra, 2, pp. 11—16. Banská Štiavnica.
110. — 1938: Stolica geológie na Vysokej škole technickej. Slovenský Staviteľ 8, 1938, pp. 9—10. Bratislava.
111. ANDRUSOV, D. 1939: Program spolupráce geológov s turistickým klubom. „Vysoké Tatry" 10. Lipt. Sv. Mikuláš.
112. ZÁRUBA-PFEFFERMANN, Q. — ANDRUSOV, D. 1939: Srovnávaní geologických profilů Harmaneckým tunelem na dráze Banská Bystrica — Diviaky. Technický Obzor, roč. 47, pp. 1—6. Praha.
113. ANDRUSOV, D. 1940: Mapování na listu Lipt. Sv. Mikuláš 4363. Věst. Stát. geol. Úst., 15, pp. 7—8. Praha.
114. — et ČEPEK, L. — HYNIE, O. — KETTNER, R. — KODYM, O. — URBAN, K. 1940: Vysvětlivky ke geologické mapě protektorátu Čechy a Morava. List Královice 4051. Knih. Geol. Úst. pro Čechy a Moravu 19, pp. 142. Praha.
115. ANDRUSOV, D. 1941: Zpráva o činnosti Štátneho geol. ústavu roku 1940. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 1, pp. 8—16. Bratislava.
116. — 1941: Zpráva o geol. výskumoch v r. 1939 a 1940. A. Geol. mapovanie na listoch Žilina, Prešov, Revúca. B. Výskum nerastných ložísk Slovenska. C. Skúmanie zdrojov podzemnej vody. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 1, pp. 16—25. Bratislava.

117. KÜHN, O. — ANDRUSOV, D. 1942: Stratigraphie und Paläogeographie der Rudisten III. Rudisten fauna und Kreideentwicklung in den Westkarpathen. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beilage Band 86, abt. B. pp. 450—480. Stuttgart.
118. ANDRUSOV, D. 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I, pp. 11—79. Turčiansky Sv. Martin.
119. — 1943. Výskyty prírodných živíc na Slovensku I. a II. I. Všeobecné poznámky, II. Papradno. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 8, pp. 1—45. Bratislava.
120. — et KUTHAN, M. 1943: Geologická mapa Slovenska. List Žilina 4361/2, 1:25 000. Bratislava.
121. ANDRUSOV, D. — KUTHAN. M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina 4361/2, 1:25 000. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 10, pp. 196. Bratislava.
122. ANDRUSOV, D. 1945: O budúcnosti veľkej Bratislavy III. Geologické predpoklady ďalšieho rozvoja veľkej Bratislavy. Národná obroda, roč. 1. Bratislava.
123. — 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV—V. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 13, pp. 176. Bratislava.
124. ANDRUSOV, D. 1946: Geológia a využitie vodnej energie. Príroda, roč. 1, pp. 27—28. Turčiansky Sv. Martin.
125. — 1946: Poslanie geológie v živote národov. Príroda, roč. 1/1, pp. 5. Turčiansky Sv. Martin.
126. — 1946: Pajštunský príkrov na severnom svahu Malých Karpát. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 21, pp. 132—134. Praha.
127. — 1946: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica v roku 1945. Práce Štát. geol. Ústavu — Zošit 16, pp. 28—31. Bratislava.
128. — 1946: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Veľká Bytča v roku 1945. Práce Štát. geol. Úst. 16, pp. 31—34, (56—57) — fran. res.). Bratislava.
129. — et KUTHAN, M. 1946: Podrobná geologická mapa Československej republiky, 1:25 000. List Rajec 4361/4. Praha.
130. ANDRUSOV, D. 1947: Na dne slovenských oceánov. Príroda, roč. 2,4, pp. 50—52. Turčiansky Sv. Martin.
131. ANDRUSOV, D. 1948: Stavebné a dekoračné kamene Slovenska. Zbor. odb. ved. prác Slov. školy tech. v Bratislave, 1, pp. 5—13. Bratislava.
132. — 1948: Soľné ložiská na východnom Slovensku. Almanach východ. Slovenska 1848—1948, pp. 116—117. Košice.
133. ANDRUSOV, D. 1949: Geologický výskum keramických a sklárskych surovín na Slovensku. Chemické zvesti, roč. 3, pp. 224—234. Bratislava.
134. — 1949: Geologický výskum a nerastné suroviny Slovenska. Výstavba Slovenska 4,5, pp. 138—142. Bratislava.
135. — et ČEPEK, L. — KETTNER, R. — ROTH, Z. — STOČES, B. — SVOBODA, J. — URBAN, K. — VACHTL, J. 1949: Geologická mapa ČSR (1:25 000), list Příbram (4152). Vydal Ústřed. Ústav geol. Praha.
136. ANDRUSOV, D. 1950: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 20, pp. 1—62. Bratislava.
137. — 1950: Skameneliny karpatských druhohôr I. Rastliny a prvoky. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 25, pp. 3—163. Bratislava.
138. — 1950: Čierna krv zeme. Nafta a jej ložiská. Malá náučná Knižnica, 48, pp. 1—71. Bratislava.
139. — 1950: Bauxitové ložiská pri Mojtíne (v puklinách a dutinách wettersteinských vápencov strážovského príkrovu). Sprievodca ku geol. exkur. zjazdu Čsl. Spol. pre Min. a Geol. a min.-geol. Sekcie. Slov. prírodoved. Spol. 12—17. júna 1948 na Slovensku, p. 2.
140. — 1950: Bradlové pásmo medzi Vlárou a Žilinou. Sprievodca ku geol. exkur. zjazdu Čsl. Spol. pre Min. a Geol. a min. geol. Sekcie. Slov. prírodoved. Spol. 12—17. júna 1948 na Slovensku, p. 5.
141. — 1950: Geologická stavba okolia Bojnických kúpeľov. Sprievodca ku geol. exkur. zjazdu Čsl. spol. pre Min. a Geol. a min.-geol. Slov. prírodoved. Spol. 12—17. júna 1948 na Slovensku, p. 2.

142. — 1950: Stavebné a dekoračné kamene Slovenska. Zbor. odborne vedeckých prác Slov. vys. školy technickej v Bratislave, č. 1 (Vyd. pri prvom Desaťročí školy 1938—1948), pp. 5—13. Bratislava.
143. — 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). Geol. Zbor. 1,1, pp. 19—31. Bratislava.
144. Vývin geologických vied v SSSR. Geol. zbor. 1,2—4, pp. 79—88. Bratislava.
145. — 1950: Správa o činnosti mineralogicko-geologickej sekcie Slovenskej prírodovedeckej spoločnosti v rokoch 1946—1949. Geol. Zbor. 1,2—4, pp. 250—323. Bratislava.
146. — 1950: Geológia a prax. Borba, Bratislava.
147. — 1950: Mouvements orogéniques, sédimentation et évolution de la vie dans les Carpathes occidentales. International Geological Congress. Report of the Eighteenth Session Great Britain, Part 12, pp. 7—13. London.
148. — et ČECHOVIČ, V. — MAHEĽ, M. 1950: Dva nové geologické profily Západných Karpát. Geol. Zbor. 1,2—4, pp. 89—93. Bratislava.
149. — et ZORKOVSKÝ, V. 1950: Správa o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. Práce Štát. geol. Úst. — Zošit 20, pp. 63—76. Bratislava.
150. ANDRUSOV, D. 1951: O povahe zoskupenia rudných žíl v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. 2, 1—4, pp. 113—115. Bratislava.
151. — 1951: Charakter a pôvod soľných ložísk východného Slovenska. Sbor. Ústř. Úst. geol. 18, pp. 37—56. Praha.
152. — 1951: Podrobná geologická mapa Čsl. republiky. Slovensko — List Považská Bystrica (4361/3). Vydal Ústred. Úst. geol. Praha.
153. ANDRUSOV, D. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. Zbor. 4, 1—2, pp. 111—136. Bratislava.
154. — 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. Geol. zbor. 4, 1—2, pp. 431—496. Bratislava.
155. — 1953: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates occidentales. Partie 4—5. Geol. Práce, Zošit 34, pp. 152. Bratislava.
156. — 1953: Ložiská nerudných úžitkových nerastov a hornín mimo kaustobiolitov. Systematický popis. Vysokoškol. učebné Texty Slov. Univ. v Bratislave, pp. 1—166. Bratislava.
157. — 1953: O veku augitických hornín Západných Karpát. Sur l'age des roches augitiques des Karpates occidentales. Geol. Zbor. 4, 3—4, pp. 791—799. Bratislava.
158. — 1953: Vápence a bázické vyvreliny v paleozoiku Západných Karpát. Geol. Zbor. 4, 3—4, pp. 801—819. Bratislava.
159. — 1953: Sovietska geológia nám pomáha zbavovať sa zvyškov nesprávnych názorov buržoáznej vedy. Geol. Zbor. 4, 3—4, pp. 501—504. Bratislava.
160. — et ZOUBEK, V. 1953: Prehľad geologickej stavby, jej vzťah k zrudneniu. Geol. Zbor. 4, 3—4, pp. 539—556. Bratislava.
161. ANDRUSOV, D. 1954: Správa o mapovaní druhohôr pri okraji kryštalinika na južnom úpätí Nízkych Tatier v r. 1950. Geol. Práce, Správy 1, pp. 7—8. Bratislava.
162. — 1954: Správa o geologickom výskume východnej časti masívu Vysokých Tatier v r. 1953 a v rokoch predošlých. Geol. Práce, Správy 1, p. 3. Bratislava.
163. — 1954: Metódy geologického prieskumu rudných ložísk. Naša Veda, 4, pp. 102—107. Bratislava.
164. — 1954: Mikropaleontológia a jej praktický význam. Naša Veda, 8, pp. 234—236. Bratislava.
165. — 1954: Polygonálne pôdy na dne tatranských plies. Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 107—110. Bratislava.
166. — 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 255—270. Bratislava.
167. — 1954: et BYSTRICKÁ, H. 1954: O náleze paleogénu v kriedovom pásme Brezovského pohoria. Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 198—199. Bratislava.

168. et BYSTRICKÁ, H. 1954: Poznámky o neogéne v doline Váhu severne od Piešťan. Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 321—324. Bratislava.
169. — et KOVÁČIK, J. 1954: Správa o geologickom výskume východnej časti masívu Vysokých Tatier v r. 1953. Geol. Práce, Správy 1, p. 3. Bratislava.
170. — et SCHALEKOVÁ, A. — BYSTRICKÁ, H. 1954: Správa o geologických výskumoch oblasti medzi Komárnom a Štúrovom. Geol. práce, Správy 1, pp. 83—84. Bratislava.
171. ANDRUSOV, D. 1955: Otvorenie a zahájenie činnosti Slovenskej akadémie vied a zriadenie komisie pre geológiu. Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 6. Bratislava.
172. — 1955: Maurice Lugeon (1870—1953). Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 11—12. Bratislava.
173. — 1955: Eugén Fehér (1932—1953), Geol. Zbor. 5, 1—4, pp. 12. Bratislava.
174. — 1955: Geológia Vysokých Tatier pre turistov a horolezcov. Krásy Slovenska 32, č. 5, pp. 178—186. Bratislava.
175. — 1955: Vývin geológie na Slovensku za desať rokov oslobodenia. Naša Veda 2, 12, pp. 538—541. Bratislava.
176. — 1955: Činnosť Komisie pre geológiu SAV. Geol. Zbor. 6, 3—4, pp. 325. Bratislava.
177. — 1955: Správa o záverečnej schôdzi kolektívu základného geologického výskumu uhoľného prieskumu, n. p. Tur. Teplice, za rok 1953. Geol. Zbor. 6, 3—4, pp. 326—327. Bratislava.
178. — 1955: Výsledky študijnej cesty do Maďarska v auguste r. 1954. Geol. Zbor. 6, 3—4, pp. 327—328. Bratislava.
179. — 1955: O pôvode slovenských dolomitov a dolomitových „pieskov". Geol. Zbor. 6, 3—4, pp. 184—198. Bratislava.
180. — et GOREK, A. — NEMČOK, A. 1955: Ložiská mangánových rúd Slovenska II. Mangánové rudy bradlového pásma stredného Považia. Geol. Zbor. 6, 1—2, pp. 104—118. Bratislava.
181. — et KOVÁČIK, J. 1955: Skameneliny karpatských druhohôr. II. Hlavonožce triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. Geol. Zbor. 6, 3—4, pp. 258—301. Bratislava.
182. ANDRUSOV, D. 1956: Vývin geológie na Slovensku za 10 rokov od oslobodenia. Geol. Zbor. 7, 1—2, pp. 4—5. Bratislava.
183. — 1956. Stav výskumu stratigrafie na Slovensku. Geol. Zbor. 7, 1—2, pp. 66—67. Bratislava.
184. — 1956: Stav výskumu slovenských druhohôr. Geol. Zbor. 7, 1—2, pp. 68—73. Bratislava.
185. — 1956: Sú Západné Karpaty pohorím s príkrovovou stavbou? Geol. Zbor. 7, 1—2, pp. 131—135. Bratislava.
186. — 1956: Les formations récifales des Karpates occidentales. XX. Congr. geol. intern. Resum. de los trabajos Presentados, pp. 231. Mexico.
187. — 1956: Le Crétacé des Karpates de la Slovaquie. XX. Congr. geol-intern. Resum. de los trabajos, pp. 325. Mexico.
188. — et KUŠÍK, R. 1956: O vzniku našich hôr a dolín. In: Najkrajšie doliny Slovenska, pp. 5—16. Bratislava.
189. ANDRUSOV, D. 1957: Akademik František Slavík. Geol. Zbor. 8,1, pp. 3—4. Bratislava.
190. — 1957: XX. Medzinárodný geologický kongres v Mexiku. Geol. Zbor. 8, 1, pp. 161—162. Bratislava.
191. — et PRANTL, F. et al. 1957: Tchécoslovaquie. Lexique stratigr. intern., Vol. 1, Europe, Fasc. GB, pp. 372. Paris.
192. ANDRUSOV, D. 1958: Die vortriadische Faltensysteme im Gebiet der Westkarpaten. „Geologie" 7, 3—6, pp. 403—408. Berlin.
193. — 1958: Podrobná geologická mapa Československej republiky 1:25 000, list Veľká Bytča (4361/1). Bratislava.
194. — 1958: Geológia československých Karpát I. diel. Vyd. Slov. Akad. Vied, pp. 304. Bratislava.
195. — 1958: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Mitteil. Geol. Gesel. in Wien 51, pp. 1—18. Wien.
196. — et BORZA, K. — MARTINY, E. — POSPÍŠIL, A. 1958: O pôvode a dobe vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska. Geol. zbor. 9, 1, pp. 27—39. Bratislava.

197. KANTOROVÁ, V. et ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. Zbor. 9, 2, pp. 165—177. Bratislava.
198. ANDRUSOV, D. 1959: Články o geológii Vysokých Tatier. Úvodom. Geol. Zbor. 10, 1, pp. 11—12. Bratislava.
199. — 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. Zbor. 10, 1, pp. 97—132. Bratislava.
200. — 1959: 10. ročné jubileum Tatranského národného parku. Geol. Zbor. 10, 1, p. 5. Bratislava.
201. — 1959: Prof. Dr. Quido Záruba šesťdesiatnikom Geol. Zbor. 10, 2, pp. 281—283. Bratislava.
202. — 1959: Le Crétacé des Karpates de la Slovequie. Congr. geol. Intern. 20. Sess., Symposium IV. sobre el Sistema cretacico, tomo I. pp. 201—219. Mexico.
203. — 1959: Vznik a zánik tatranských plies. Krásy Slovenska 36, 7, pp. 254—256.
204. — 1959: Geológia československých Karpát II. diel. Vyd. Slov. Akad. Vied, pp. 375. Bratislava.
205. — 1959: Pracovná konferencia o geológii Vysokých Tatier. Vest. Slov. akad. Vied, 1, 3—4, pp. 3—4. Bratislava.
206. — et BYSTRICKÝ: J. 1959: O význame subhercynskej fáze vrásnenia v Záp. Karpatoch. Geol. Zbor. 10, 2, pp. 324—326. Bratislava.
207. — et SCHEIBNER, E. — SCHEIBNEROVÁ, V. — ZELMAN, J. 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. Geol. Zbor. 10, 2, pp. 317—323. Bratislava.
208. ANDRUSOV, D. 1960: XXXII. sjazd „Polskiego towarzystwa geologicznego" v Zakopanom v dňoch 3.—7. 9.1959 a pracovná konferencia venovaná geológii Vysokých Tatier v dňoch 8.—11. 9. 1959 v Starom Smokovci. Geol. Zbor. 11, 1, pp. 151—152. Bratislava.
209. — 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo-príkrovovej sústave. Geol. Zbor. 11, 2, pp. 161—173. Bratislava.
210. — 1960: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. Geol. Rundschau 50, pp. 404—415. Stuttgart.
211. — 1960: Neues in der Deutung des Baues der inneren Klippenzone der Karpaten. Festschr. zum 70. Geb. von. E. Kraus. Abh. deutsch. Akad. Wiss. 3, 1., pp. 59—61. Berlin.
212. — 1960: Zóna útesov (klippenov) v karpatskom systéme. Mater. Karp. Balk. Ass. 1, pp. 63—73. Kyjev.
213. — 1960: Člen korešpodent Vsevolod Čechovič 60. ročný. Vest. Slov. akad. vied, 2, 1, pp. 51—53. Bratislava.
214. — et MIŠÍK, M. — SCHEIBNER, E. — SCHEIBNEROVÁ, V. 1960: Stratigraphie, micropaléontologie et microfaciés des formations jurassiques et Crétacées des Carpathes de la Slovaquie. Report of the Twenty—First Scs. Norden IGG Part 6, pp. 106—113. Copenhagen.
215. — et SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. Zbor. 11, 2, pp. 239—279. Bratislava.
216. ANDRUSOV, D. 1961: Prof. Dr. Radim Kettner sedemdesiatročný. Geol. Zbor. 12, 1, pp. 3—5. Bratislava.
217. — 1961: O pokračovaní prvkov subalpinnej molasy na Morave. Geol. Zbor. 12, 1, pp. 127—129. Bratislava.
218. — 1961: Profesor Juraj Šuf sedemdesiatnikom. Geol. Zbor. 12, 2, pp. 149—150. Bratislava.
219. — 1961: Les grandes nappes de recouvrement des Karpates occidentales. Geol. práce, Zošit 60, pp. 5—9. Bratislava.
220. — et BYSTRICKÝ, J. — GOREK, A. — BIELY, A. 1961: Kritický rozbor diela kolektívu autorov Tectonic Development of Czechoslovakia (T. Buday, O. Kodym sen., M. Maheľ, M. Máška, A. Matějka, J. Svoboda, V. Zoubek). Geol. Zbor. 12, 1, pp. 129—137. Bratislava.
221. — et MARTINY, E. 1961: Menilitové rohovce Karpát. Die Menilithornsteine der Karpaten. Geol. Zbor. 12, 2, pp. 159—164. Bratislava.
222. ANDRUSOV, D. 1962: Piaty kongres Karpato-balkánskej geologickej asociácie v Bukurešti. Věst. čsl. Akad. Věd, 71, 1, pp. 137—138. Praha.

223. — 1962: Vývin geologických vied a ich vplyv na ustálenie materialistického svetonázoru. Z dejín vied a techniky na Slovensku I, pp. 9—33. Bratislava.
224. — 1962: Karpatský pieskovec, karpatská séria, karpatská formácia („Karpatien"). Geol. Zbor. 13, 2, pp. 175—177. Bratislava.
225. — et BYSTRICKÁ, H. — KÖHLER, E. 1962: Globigerínový horizont v centrálne-karpatskom paleogéne. Geol. Zbor. 13, 2, pp. 179—182. Bratislava.
226. — et SCHEIBNER, E. 1962: Mezozoikum bradlového pásma. In: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXV, list Žilina, pp. 119—131. Bratislava.
227. ANDRUSOV, D. 1963: Les principaux plissements Alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, 2/1960—1963, pp. 519—528. Paris.
228. — 1963: Les grandes nappes de recouvrement des Carpates occidentales. Assoc. Carp.-Balk. V-me Congr., vol. 4, Comm. sc. III-me sect.: Tectonique, comp. 198. Bucuresti.
229. — 1963: Nouvelles données sur la stratigraphie du Tithonique et du Crétacé et la limite entre le Crétacé et la Paléogéne dans les Karpates tchécoslovaques. Assoc. Geol. Carpatho-Balkanique 6—ème Congres, pp. 18—20. Résumes des communications. Varsovie-Cracovie.
230. — 1963: Poznámky k stratigrafickému názvosloviu. Geol. Zbor. 14, 2, pp. 319—320. Bratislava.
231. — 1963: Avant propos. Geol. Zbor. 14, 1, p. 1. Bratislava.
232. — et KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et dévelopment prétectonique des Carpates occidentales centrales au paléogène. Geol. Zbor. 14, 1, pp. 175—192. Bratislava.
233. — et SCHEIBNEROVÁ, V. 1963: On the origin of Redepositions of Foraminifera in the Cretaceous and Paleogene of Carpathians. Geol. Zbor. 14, 1, pp. 145—148. Bratislava.
234. VIALOV, O. S. — ANDRUSOV, D. 1963: O neobchodimosti razdelenija paleogena flišovej zony na dve glavnyje serii: karpijskuju i ombronskuju. Geol. Zbor. 14, 1, pp. 169—173. Bratislava.
235. ANDRUSOV, D. 1964: Odolen Kodym. Mitteilungen der Geol. Gesellschaft in Wien 56, 2, pp. 683—685. Wien.
236. — 1964: Princíp fáz vrásnenia a „neokatastrofizmus". Geol. Zbor. 15, 1, pp. 163—165. Bratislava.
237. — 1964: Conceptions nouvelles et anciennes de la tectoniques des Karpates occidentales centrales. Geol. Zbor. 15, 2, pp. 225—263. Bratislava.
238. — 1964: Geologie der tschechoslovakischen Karpaten I, pp. 263. Berlin — Bratislava.
239. — 1964: Aperçu de la stratigraphie du Paléogène des Carpates occidentales. Comp. rendu sommaire des séances de la Société géologique de France 1964, 5, pp. 196. Paris.
240. — 1964: Critical Review on the Tectonic of the Carpathian.Arch. Inter. Geol. Congr., Rep. of the Twenty-Sec. Sess. India 11, 1, pp. 239—245. New Delhi.
241. — et SCHEIBNER, E. 1964: Návrh slovenskej stratigrafickej klasifikácie a terminológie. (Proposition d'une classification et terminologie stratigraphique slovaque), (en slov.). Geol. Zbor. 15, 1, pp. 167—172. Bratislava.
242. CÚLOVÁ, V. — ANDRUSOV, D. 1964: Précision de l'âge de la formation des nappes de recouvrement des Karpates occidentales centrales. Geol. Zbor. 15, 2, pp. 253. Bratislava.
243. ANDRUSOV, D. 1965: Stratigraphie du Paléogène des Carpathes. Bull. Soc. géol. de France 7, 6, pp. 282—288. Paris.
244. — 1965: Geológia československých Karpát. III. Vyd. Slov. Akad. Vied. pp. 424. Bratislava.
245. — 1965: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten II., pp. 443. Berlin — Bratislava.
246. — 1965: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. Verh. geol. Bundesanst. Sonderheft 9, pp. 1—10. Wien.
247. — 1965: Sur la vitesse de progression des nappes subtatriques. Geol. Zbor. 16, 1, pp. 241. Bratislava.
248. — 1965: Zjazd geológov. „Vysoké Tatry" 6, 65. Bratislava.
249. — et BYSTRICKÁ, H. — BYSTRICKÝ, J. — KOCHANOVÁ, M. — SAMUEL, O. —

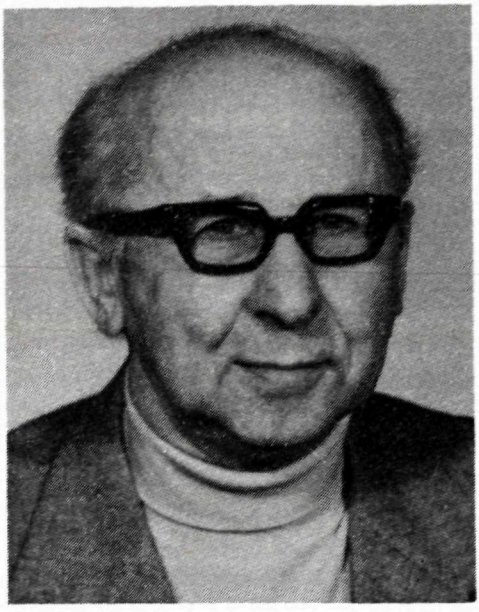
SCHALEKOVÁ, A. — SCHEIBNEROVÁ, V. 1965: Stratigrafičeskoje značenie indexovych vidov mezozoja i paleogena. Karpat. Bal. geol. Assoc., 7 Kongr., Res. dok., pp. 74. Sofia.

250. — et BYSTRICKÁ, H. — BYSTRICKÝ, J. — KOCHANOVÁ, M. — SAMUEL, O. — SCHALEKOVÁ, A. — SCHEIBNEROVÁ, V. 1965: Espèces — index du Mèsozoique et du Paléogène des Karpates de la Slovaquie. Carpat.-Bal. Geol. Assoc., 7 congr., Reports 2, 1, pp. 227—230. Sofia.
251. ANDRUSOV, D. 1966: Mimoriadny zjazd Francúzskej geologickej spoločnosti v čsl. Karpatoch. Věst. čsl. akad. věd, 75, 1, pp. 94—95. Praha.
252. — 1966: Sur la classification et la nomenclature des unités tectoniques des Karpates septentrionales. Geol. Zbor. 17, 2, pp. 171—189. Bratislava.
253. — 1966: Le 75-ième anniversaire du Professeur Radim Kettner. Geol. Zbor. — Geologica Carpathica, 17, 2, pp. 169. Bratislava.
254. ANDRUSOV, D. 1967: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. Zeitschr. deutsch. geol. Gess. 116, 2, pp. 257—266. Hannower.
255. — 1967: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. Geologische Rundschau 56, 1, pp. 69—78. Stuttgart.
256. — 1967: Aperçu géneral sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. de France 7, 7, pp. 1029—1062. Paris.
257. — 1967: Očerk geologii Západných Karpat. Nekotorije problemy geologii i metallogenii Zapadnych Karpat, pp. 5—30. Bratislava.
258. — et DURAN-DELGA, M. — GEYSSANT, J. 1967: Réunion extraordinaire de la Societé géologique de France — Carpathes tchécoslovaques du 20 au 28 septembre 1965. Bull. Soc. géol. de France 7, 7, pp. 1027—1129. Paris.
259. ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. Slov. Akad. Vied, pp. 1—188. Bratislava.
260. — 1968: Sur les principes de la réprésentation du système alpincarpathique sur les cartes tectoniques. Geol. Zbor. 19, 2, pp. 297—301. Bratislava.
261. — 1968: Lexique stratigraphique international. Europe 6 b. Tchécoslovaquie II. Région Karpatique, pp. 371. C. N. R. S. Paris.
262. — 1968: Regional geology of Czechoslovakia II. The West Carpathians. „Academie", Praha 1968 (kritický referát). Geol. Zbor. 19, 2, pp. 437—440. Bratislava.
263. — 1968: Docent dr. Alois Matějka sedemdesiatnikom. Věst. Ústr. Úst. geol. 43, 5, pp. 385—389. Praha.
264. ANDRUSOVOVÁ, V. — ANDRUSOV, D. 1968: Sur la trouvaille de Schlothaimia cf. oxygonia Lange 1951 (Ammonoidea) dans le lias de l'Osobitá et la position de l'écaille de Mihulče (subtatrique inférieur du massif de la Haute Tatra. Geol. Zbor. 19, 1, pp. 278—283. Bratislava.
265. — et SCHEIBNER, E. 1968: Classification of „Klippes" or „Klippen". Rep. of Twenty-Third sess., Int. geol. Congr. Czechoslovakia. Proc. of Sect. 3, Orogenic Belt, pp. 93—102. Praha.
266. ANDRUSOV, D. 1969: Die paleozäne Biohermenzone und das Verhältnis des Paleogens zur Oberkreide in der pieninischen Klippenzone der Westkarpaten. Sitz.-Ber. Öster. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Pal., Abt. I, 8—10, pp. 247—253. Wien.
267. — 1969: Chaînes entrées, méganticlinaux et horst dans la région des Carpathes Occidentales. Geol. Zbor. 20, 1, pp. 39—45. Bratislava.
268. ANDRUSOV, D. 1970: Über die stratigraphische Stellung der Spongolite der Tatriden — Schichtenfolge der Malá Fatra (Westkarpaten). Geol. Zbor. 21, 1, pp. 187—189. Bratislava.
269. — 1970: Urgonische Nerineen — Facies in der Klippenzone der Westkarpaten. Geol. Zbor. 21, 2, pp. 335—338. Bratislava.
270. ANDRUSOV, D. 1971: Kritika informácie. Geol. Práce, Správy 56, pp. 232—234. Bratislava.
271. — et KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V. 1971: Transgression du Crétacé moyen dans l'unité de Manín (zone des klippes, vallée du Váh, Slovaquie). Geol. Zbor. 22, 1, pp. 149—157. Bratislava.

272. ANDRUSOV, D. 1972: Über die Stellung der Klippe Chotúč und des „karpatischen Keupers" im Váhtale (pieninische Klippenzone, Slowakei). Geol. Zbor. 23, 1, pp. 133—137. Bratislava.
273. — 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (Zone des klippes piénines Carpathes occidentales, Slovaquie). Geol. Zbor. 23, 2, pp. 227—234. Bratislava.
274. — 1972: Gluško, V. V. — Kruglov, S. S. (red.) et al.: Geologičeskoje strojenije i gorjučije iskopaemyje Ukrainskich Karpat (Recenzia). Geol. Zbor. 23, 2, pp. 359—360. Bratislava.
275. — 1972: Particularités de la tectonique des Carpates septentrionales. XXIV. Sess. geol. Congr. Canada, Sect. 3, Tectonics, pp. 273—281. Montreal.
276. — 1972: Nová koncepcia stavby pieninského bradlového pásma. Mineralia slovaca 4, 15, pp. 236—237. Bratislava — Spišská Nová Ves.
277. — et SCHALEKOVÁ, A. 1972: Corps arrondis phytogène du Miocène de la région Ponto-caspienne. Geol. Zbor. 23, 2, pp. 331—351. Bratislava.
278. ANDRUSOV, D., avec la collab. de SAMUEL, O. 1973: Sur la répartition du faciès „couches rouges" dans les Carpathes occidentales. Geol. Zbor. 24, 1, pp. 99—106. Bratislava.
279. — 1973: Chain, V. E. 1964 — Allgemeine Geotektonik (recenzia). Geol. Práce, Správy 60, p. 303. Bratislava.
280. — 1973: Bondartschuk, V. G. 1962 — Die Tektonik der Karpaten (recenzia). Geol. Práce, Správy 60, p. 303. Bratislava.
281. — 1973: Establischement of the Carpathian Geological Association in 1922. In: History of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc., pp. 13—15, (pp. 157—159 v rus. jaz.). Vyd. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
282. — 1973: Third Congress of the Carpathian Geological Association Czechoslovakia 1931. In: History of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc., pp. 28—42, (pp. 171—179 v rus. jaz.). Vyd. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
283. — 1973: Second Congress of the Carpathian Geological Association Rumania 1927. In: History of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc., pp. 22—27, (pp. 167—170-v rus. jaz.). Vyd. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
284. — 1973: Reconstitution of the Association and its reorganization into the Carpathian-Balkan Geological Association. In: History of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc., pp. 37—42, (pp. 180—185 — v rus. jaz). Vyd. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.
285. — et BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-Book for Geol. Excursion. X. Congr. of Carpathian-Balkan Geol. Assoc. p. 44. Bratislava.
286. — et BYSTRICKÝ, J. —— FUSÁN, O. 1973: Geologičeskoje strojenija Zapadnych Karpat. Vstupiteľnyj putevoditeľ k exkurziam. X. Kongr. Karpato-Balkanskoj geol. Assoc., p. 50. Bratislava.
287. — et FUSÁN, O. 1973: Stratigraphical-Tectonical Characteristics of the Geological Structure of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion P. X. Congr. of Carpathian-Balkan Gol. Assoc., p. 64. Bratislava.
288. — et FUSÁN, O. 1973: Stratigrafičesko-tektoničeskaja charakteristika geologičeskogo strojenija Zapadnych Karpat. Putevoditeľ ekskursii P. X. Kongr. Karpato-Balkanskoj geol. Assoc., p. 70. Bratislava.
289. — et SAMUEL, O. 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion E. X. Congr. of Carpathian-Balkan geol. Assoc., p. 78. Bratislava.
289. — et SAMUEL, O. 1973: Mjel-paleogen Zapadnych Karpat. Putevoditeľ ekskursii E. X. kongr. Karpato-Balkanskoj geol. Assoc., p. 82. Bratislava.
290. ANDRUSOV, D. 1974: Stav o výskume Západných Karpát a jeho ďalšie zameranie. Materiály z III. celoslov. geol. Konfer. Časť I, pp. 100—102. Bratislava.
291. — 1974: The Pieniny klippen Belt. In: Tectonic of the Carpathian Balkan Regions (Explanations to the Tectonic map of the Carpato-Balkan regions and their Foreland), pp. 145—158. Vyd. geol. Úst. D. Štúra. Bratislava.

292. — 1974: Coupès géologiques à travers la zone des klippes piénines de la vallée du Váh (Carpathes slovaques). Geol. Zbor. 25, 2, pp. 227—230. Bratislava.
293. — 1974: A. Tollmann — Grundprinzipien der Alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen (recenzia). Geol. Zbor. 25, 2, p. 366. Bratislava.
294. ANDRUSOV, D. 1975: Nouvelle interprétation du bâti du système plissé varisque de l'Europe centrale. Bull. Soc. géol. de France (7), 17, 5, pp. 760—763. Paris.
295. — 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. In: Report of the Carpathian-Balkan Association (General proceedings), p. 95—121. Bratislava.
296. ANDRUSOV, D. 1976: Neue Rudistenfaune aus den Westkarpaten und vom Ochridsee. Geol. Zbor. 27, 1, pp. 11—34. Bratislava.
297. — 1976: Le massiv vistulien et son rôle lors du plissement alpin des Karpates. Geol. Zor. 27, 2, pp. 225—229. Bratislava.
298. — 1976: Problémy prekambria v strednej Európe. Mineralia Slovaca 8, 2, pp. 101—112. Bratislava.
299. — et ČORNA, O. 1976: Über das alter des Moldanubikums nach microfloristischen Forschungen. Geol. Práce, Správy 65, pp. 81—89. Bratislava.
300. — et SNOPKOVÁ, P. 1976: Trouvaille d'une palynospore sénonienne dans le membre a conglomérats rouges du Dobšina. Geol. Zbor. 27, 2, pp. 231—245. Bratislava.
301. ANDRUSOV, D. 1976: Croquis tectonique des Variscides d'Europe centrale. C. R. somm. Soc. Geol. Fr., fasc. 5. pp. 196—197, Paris.
302. ANDRUSOV, D. Encyklopedický slovník (rôzne heslá). In lit.
303. ANDRUSOV, D. Stratigrafický slovník československých Západných Karpát (in lit.).
304. — ANDRUSOV, D. 1977: Verchnij mel v gozauskom razvitii v oblasti vnutrennich Zapadnych Karpat. Materialy XI. Kongressa Karpato-Balkanskoj geologičeskoj associacii. Kiev „Naukova dumka".
305. ANDRUSOV, D. 1977: Vzaijmootnošenie meždu variscidami i alpidami v Jevrope. Materialy XI Kongressa Karpato-Balkanskoj geologičeskoj associacii. Kiev „Naukova dumka".

O. Fusán — O. Samuel



## *K šesťdesiatinám RNDr. Bartolomeja Leška, DrSc.*

Tretieho júna 1978 sa dožíva životného jubilea – 60 rokov – popredný slovenský geológ RNDr. Bartolomej Leško, DrSc. Jubilant sa narodil v Čemernom pri Vranove nad Topľou, kde vychodil základnú školu. Stredoškolské štúdiá absolvoval v Michalovciach a Užhorode, kde v roku 1937 maturoval. Vysokoškolské štúdium na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave ukončil roku 1948 a v roku 1950 sa podrobil rigoróznym skúškam, na základe ktorých mu bola udelená hodnosť doktora prírodných vied (RNDr.). Hodnosť kandidáta geologických vied (CSc.) získal roku 1962 a hodnosť doktora vied (DrSc.) mu bola udelená na základe obhajoby doktorskej dizertačnej práce „Geológia východoslovenského flyšu" v roku 1969.

Prvé roky vo vedeckej činnosti začal RNDr. B. Leško, DrSc. u profesora D. Andrusova už počas vysokoškolského štúdia v roku 1947, na katedre geológie a paleontológie, kde pôsobil do roku 1950, kedy prešiel do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra. Od začiatku svojej odbornej činnosti sa venoval výskumu jednej z málo prebádaných oblastí – východoslovenskému flyšu. Intenzívny rozvoj industrializácie Slovenska a nedostatok geologických kádrov v primárnej sfére si vynútili rôzne reorganizácie geologickej služby, v rámci ktorých Dr. B. Leško pôsobil vo viacerých sférach geologickej činnosti. V roku 1951 pracoval na Generálnom riaditeľstve železorudných baní v Rožňave ako hlavný geológ, kde viedol prieskumné práce na rudných ložiskách v oblasti Gemera, v rokoch 1952–1954 bol poverený výskumom neogénneho podložia východoslovenskej panvy, Uhoľným prieskumom v Turčianskych Tepliciach. V roku 1955, keď sa začali zostavovať generálne mapy ČSSR v mierke 1:200 000 bol opäť pozvaný do Geologického ústavu Dionýza Štúra, kde pôsobil do roku 1960. V rámci tejto úlohy riešil stratigrafické a tektonické problémy východoslovenského flyšu, najmä dukelskej jednotky a jej vzťah k magurskému príkrovu. Je autorom a vedeckým redaktorom generálnej mapy listu Snina. Vo výskumnej činnosti sa neobmedzil len na východoslovenský flyš, ale riešil aj problematiku vnútrokarpatského paleogénu, vzťah magurského flyšu k bradlovému pásmu a geológiu Humenského pohoria. Po

úspešnom ukončení prác na geologických generálnych mapách prešiel v roku 1960 do služieb rozvíjajúceho sa keramického priemyslu, do Keramických závodov v Košiciach, kde zabezpečoval surovinovú základňu. Vzápätí ho poveril Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves dôležitými úlohami, spojenými s výstavbou vodných diel na Domaši, Ciroche, dolnom toku Váhu a i. Práce spojené s aplikovaným výskumom poskytli Dr. Leškovi veľké množstvo faktologického materiálu, ktorý mu umožnil aj v priebehu tejto činnosti riešiť základné vedecké problémy. Zverejnil ich v početných vedeckých štúdiách. Na základe jeho všestrannej činnosti vo výskumnej a aplikovanej sfére a vzhľadom na potreby zabezpečenia podrobného geologického výskumu bol v roku 1967 opäť prijatý do služieb Geologického ústavu Dionýza Štúra.

Zákonom o československej federácii bol zriadený Slovenský geologický úrad, ktorý si Dr. Bartolomeja Leška vyžiadal na 2 roky na organizačné zabezpečenie a vypracovanie koncepcie geologickej činnosti v rámci pôsobnosti Slovenského geologického úradu.

Po návrate na Geologický ústav Dionýza Štúra bola mu zverená veľmi náročná štátna úloha „Výskum hlbinných štruktúr s ohľadom na výskyt živíc", v rámci ktorej sa realizujú prvé hlboké štruktúrne vrty (okrem neogénnych oblastí) do hĺbky 5000 m.

O vedeckej erudícii jubilanta svedčí aj veľký počet publikovaných prác (58), pričom ich hlavná časť je zameraná na problematiku najvýchodnejšej časti flyšového pásma – československých Karpát, ktoré donedávna patrili k najmenej preskúmaným oblastiam. Ak dnes tomu tak nie je a geologická stavba tohto územia je známa, najväčšia zásluha patrí Dr. B. Leškovi, DrSc. Osobitnú pozornosť si zasluhuje jeho monografická publikácia (v spoluautorstve O. Samuela) „Geológia východoslovenského flyšu", v ktorej prináša množstvo nových poznatkov a reprezentuje vlastne dôležitú etapu. Nastoľuje a rieši v nej problémy širšieho významu. Treba vyzdvihnúť, že Dr. B. Leško, DrSc., vďaka novým prístupom a novým pohľadom na geológiu flyšu priniesol celý rad závažných výsledkov.

Okrem vedeckej práce sa jubilant aktívne zapájal do spoločensko-odborného života. V rokoch 1966–1970 bol predsedom bratislavskej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti a členom vedeckej rady Geologického ústavu Dionýza Štúra. Od založenia časopisu „Mineralia slovaca" v roku 1969 je členom jej redakčnej rady a od roku 1969 tajomníkom Slovenskej geologickej rady a členom rôznych odborných komisií. Intenzívne spolupracuje na riešení spoločnej problematiky flyšových Karpát so zahraničnými odborníkmi, najmä z Poľskej ľudovej republiky a Sovietskeho zväzu.

Za jeho činnosť mu bolo udelené štátne rezortné vyznamenanie „Rad červenej hviezdy práce".

Geologická spoločnosť oceňuje dosiaľ vykonanú prácu Dr. B. Leška, DrSc. a želá mu do ďalších rokov veľa tvorivých síl, zdravia a osobného šťastia.

**Zoznam publikovaných prác RNDr. Bartolomeja Leška, DrSc.:**


1. Leško, B. 1951: Stavba flyšového územia medzi Sninou a Medzilaborcami. – Geol. Zborn., 2, Bratislava, 76–85.
2. – 1952: Geológia vonkajšieho flyšu medzi Laborcom a Cirochou. – Geol. Práce, Zošit 35, Bratislava, 1–69.
3. – 1952: Vplyv geologickej stavby na vodnú sieť Laborca. – Geol. Zborn., 3, 1–2, Bratislava, 45–59.
4. – 1952: Magurský flyš v oblasti Sniny. – Geol. Zborn., 3, 3–4, Bratislava, 3–10.
5. – 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. – Geol. Zborn., 4, 1–2, Bratislava, 373–413.
6. – 1953: Vývin východoslovenských jazier. – Geograf. čas., 6, Bratislava, 175–192.
7. – 1954: Správa o geologickom výskume terénu Vranov–Strážske–Oreské. – Geol. Práce, Správy 1, Bratislava, 93–95.
8. – 1954: Pirátstvo rieky Udavy. – Zem. zbor. Slov. Akad. vied a umení, 4, Bratislava, 89–106.
9. – 1955: Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. – Geol. Zborn., 6, 1–2, Bratislava, 18–42.
10. – 1955: Centrálnokarpatský paleogén severne a severovýchodne od Prešova. – Geol. Práce, Správy 4, Bratislava, 161–164.
11. – 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. – Geol. Práce, Zošit 46, Bratislava, 281–323.
12. Seneš, J. – Šalát, J. – Švagrovský, J. – Radzo, V. – Leško, B. 1957: Sprievodca po lokalitách; exkurzia sekcie „C". – Geol. Práce, Zošit 46, Bratislava, 383–392.
13. Leško, B. 1957: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. – Geol. Práce, Zošit 47, Bratislava, 5–35.
14. – 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlín. – Geol. Práce, Správy 12, Bratislava, 14–27.
15. – 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. – Geol. Práce, Správy 14, Bratislava, 56–72.
16. Leško, B. – Ďurkovič, T. – Čičel, B. 1959: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. – Geol. Práce, Správy 16, Bratislava, 131–143.
17. Książkiewicz, M. – Leško, B. 1959: On the relation between the Krosno- and Magura-Flysch. – Bull. Acad. Pol. Sci., 7, 10, Warsowie, 773–780.
18. Leško, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. – Geol. Zborn. 11. 1, Bratislava, 95–103.
19. – 1960: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. – Geol. Práce, Správy 17, Bratislava, 29–50.
20. – 1960: Magurský flyš na sever od Vihorlatu a Popričného. – Geol. Práce, Správy 18, Bratislava, 5–30.
21. Leško, B. – Nemčok, J. – Koráb, T. 1960: Flyš Užskej hornatiny. – Geol. Práce, Správy 19, Bratislava, 65–94.
22. Leško, B. – Samuel, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. – Geol. Práce, Správy 20. Bratislava, 133–150.
23. Leško, B. 1960: Faciaľnoje razvitije fliša vo Vostočnoj Slovakii. – Materialy Karpato-Balk. assoc., 3, Kijev, 115–118.
24. Leško, B. 1961: Poznámky ku knihe Tectonic development of Czechoslovakia. – Geol. Zbor. 12, 1, Bratislava, 137–143.
25. Bako, J. – Berenčík, M. – Leško, B. 1961: Geologická príručka. – Slov. vydavateľstvo techn. literatúry. Bratislava, 1–279.
26. Leško, B. – Pokorný, J. 1962: O keramických surovinách. Geologický průzkum, 4, 5, Praha, 137–139.

27. Ivan, Ľ. – Leško, B. 1962: Stratigrafické pozície keramických surovín v neogéne a ich využitie. – Geol. Práce, Zošit 63, Bratislava, 233–237.
28. Leško, B. – Kačník, E. 1963: Príspevok ku geomorfológii povodia Bielej Oravy. – Geogr. čas., 15, Bratislava, 216–220.
29. Gregor, M. – Leško, B. 1963: Neue Bentonit-Fundorte in der Tschechoslowakei. – Silikattechnik, 14, 3, Berlin, 88–89.
30. Leško, B. 1963: Geologija klippovoj i fliševoj zon Vostočnoj Slovakii. – Sov. geol., 1, Moskva, 53–61.
31. Leško, B. – Salaj, J. – Samuel, O. 1963: Paleogene of Slovak Carpathians Klippen Belt. – Carpato-Balkanique, Geol. Ass., VI. Congr. Varsovie – Cracovie, 87–89.
32. Leško, B. – Salaj, J. – Samuel, O. 1964: Paleogén bradlového pásma slovenských Karpát. – Geol. Práce, Správy 31, Bratislava, 95–102.
33. Leško, B. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000; M–34–XXIX list Snina, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–132.
34. Leško, B. – Porubský, A. 1965: Ku geológii vrtu B–2 v Oravskej Polhore. – Geol. Práce, Správy 35, Bratislava, 53–60.
35. Leško, B. – Samuel, O. 1965: Sur quelques traits stratigraphiques et lithologique du Paléogène de la Slovaquie Orientale. Carpato-Balkan. Geol. Ass. VII. Congres, Sofia, 174–178.
36. Leško, B. – Vadovič, R. 1965: Vodné dielo na Dunaji a geologické pomery Podunajskej nížiny. – Zprávy o geol. výsk. v r. 1964, 2, Slovensko, Bratislava, 163.
37. Leško, B. – Gašpariková, V. – Samuel, O. 1966: Geologické pomery bradlového pásma pri Hanušovciach. – Geol. Práce, Správy 38, Bratislava, 111–120.
38. Leško, B. – Slávik, J. 1966: New occurrence of cinnabar in the Magura Flysch of Easternmost Slovakia. – Geol. Práce, Správy 40, Bratislava, 79–80.
39. Leško, B. – Samuel, O. – Ślączka, A. 1967: L'individualité du flysch de magura de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. – Geol. Práce, Správy 42, Bratislava, 137–147.
40. Leško, B. – Samuel, O. 1967: Flyševyj pojas čechoslovackich Karpat. – In Nekotoryje problemy geol. i metalog. Západných Karpat, Bratislava, 64–68.
41. Leško, B. – Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située et entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. – Geol. Zborn. (Geologica carpathica), 18, 1, Bratislava, 169–172.
42. Leško, B. – Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. – Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–245.
43. Ślączka, A. – Ďurica, D. – Leško, B. 1968: Sur la présence possible des bitumes dans l'unité tectonique de Dukla. – Geol. Zborn. (Geologica carpathica), 19, 2, Bratislava, 427–434.
44. Koráb, T. – Leško, B. – Marschalko, R. 1968: Inner-Carpathian and outer flysch of the East Slovakia. – Congr. géol. internat. XXIII Session; Guide to Excursion 17 AC, Bratislava, 1–38.
45. Leško, B. 1969: Činnosť bratislavskej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1968. Mineralia slovaca, 1, 1, Spišská Nová Ves, 70–72.
46. Leško, B. – Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. – Geol. Práce, Správy 47, Bratislava, 133–149.
47. Bystrická, H. – Leško, B. – Samuel, O. 1970: Stratigrafia paleogénnych sérií severne od Malej Domaše. – Geol. Práce, Správy 51, Bratislava, 149–163.
48. Leško, B. – Samuel, O. 1972: Paléogène de la zone des Klippes des Karpates occidentales. – Internat. Geol. Congr. 1972, 24, Session. Section 3, Tectonics. Montreal (Canada), 380–383.
49. Leško, B. – Samuel, O. 1972: Recenzia práce B. V. Gluško – S. S. Kruglov a kol.: Geologičeskoje strojenie i gorjučije iskopajemyje Ukrajinskich Karpat (Geologická stavba a živice ukrajinských Karpát). – Geol. Práce, Správy 59, Bratislava, 307–309.
50. Leško, B. 1973: Recenzia publikácie M. Książkiewicz: Budowa geologiczna Polski. – Geol. Práce, Správy 61, Bratislava, 335–336.

51. – 1974: The eastern Sector of the outer Carpathians in Czechoslovakia. – In Tectonics of the Carpathian-Balkan. regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 172–175.
52. Roth, Z. – Leško, B. 1974: The Outer Carpathian Flysch Belt in Czechoslovakia. – In Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 163–172.
53. Leško, B. – Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. – Geol. Práce, Správy 64, Bratislava. 219–236.
54. Leško, B. – Roth, Z. 1975: L'évolution tektonique et la position des Karpates externes en Tchécoslovaquie. – Proceedings of the Xth Congr., Tectonics, sec. III. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 230–239.
55. Leško, B. – Kullmanová, A. – Mořkovský, M. 1977: Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku. Mineralia slovaca, 9, 3, Bratislava, 221–233.
56. Chmelík, F. – Leško, B. 1977: Perspektívy vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu v centrálně karpatském paleogénu a jeho hlubinném podkladu východně od Vysokých Tater. – Zemní plyn a nafta, 22, 2, Hodonín, 141–149.
57. Leško, B. 1977: Nefte-gazonosnosť Zapadnych Karpat s točki zrenia geologičeskogo strojenija. – Sbornik materialov naučno-praktičeskoj konferencii stran – členov SEV, Moskva.
58. Leško, B. – Ďurkovič, T. – Gašpariková, V. – Kullmanová, A. – Samuel, O. 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. – Geol. práce, Správy 70. Bratislava, 35–55.

O. Fusán – O Samuel.

Geologické práce, Správy 70 • str. 35—56 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

B. Leško, T. Ďurkovič, V. Gašpariková, A. Kullmanová, O. Samuel

# Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1

3 obr. v texte, 6 tab. fotografií (I—VI), anglické resumé

Abstract. The authors submit the results of lithological-stratigraphical research by the drill-hole Lubina-1. In the interval of 0,0—1876 m the flyschoid bed sequence of the Myjava group was penetrated. Its stratigraphical range is Paleocene — Lower Eocene. At the depth of 1876—2709 m Albian to Lower Cenomanian spotty marlstones and marly limestones (the Manín Unit) were encoutered. Beginning with 2706—3236 m there is a flysch bed sequence with sandstones predominating over claystones. The authors correlate the bed sequence with the Magura flysch.

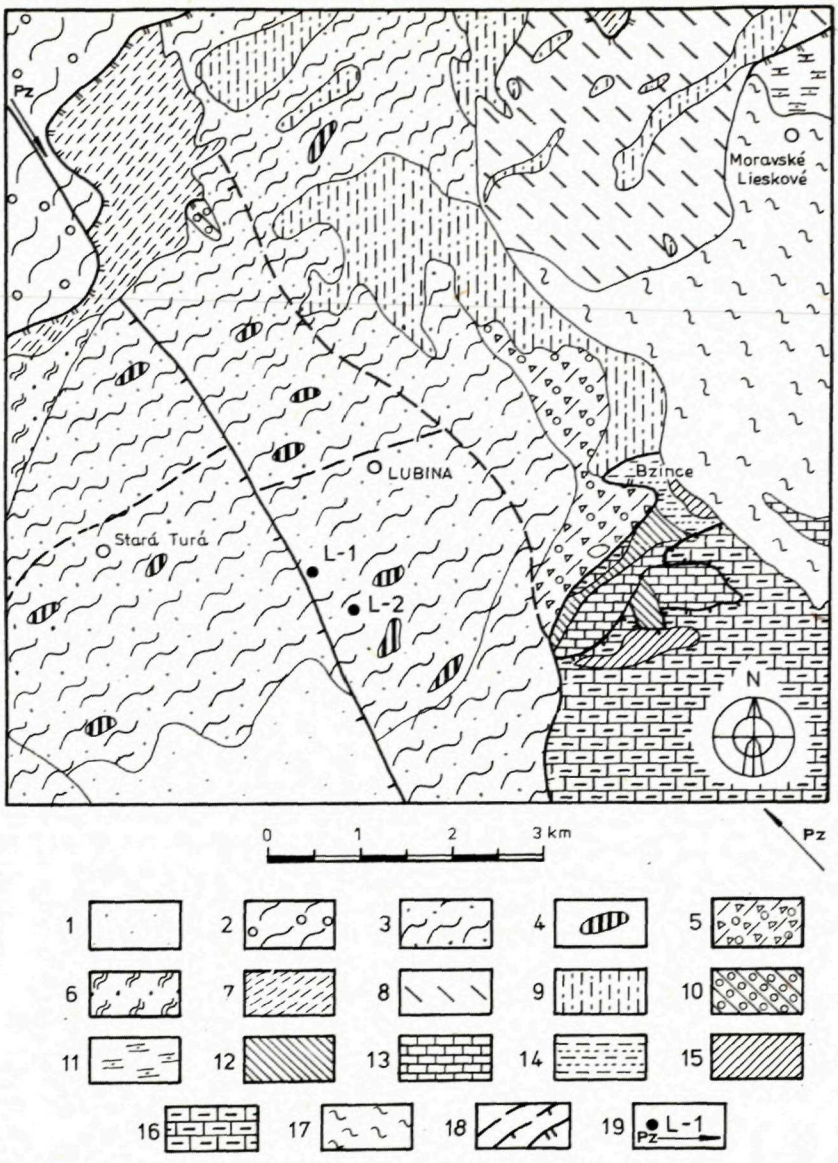
Výskumný program hlbokých štruktúr Západných Karpát z hľadiska potenciálnych možností výskytu ropy a zemného plynu sme začali v okrajovej sv. časti viedenskej panvy, a to v miestach, kde medzi pienidným bradlovým pásmom a vonkajšími okrajmi vnútorných jednotiek Západných Karpát sedimentácia tzv. gosauskej vrchnej kriedy a paleogénu vypĺňa paleogénno-miocénnu depresiu. Výskumný zámer pritom vychádzal z metodických, geologických a špecificky surovinových požiadaviek.

Od šesťdesiatych rokov 20. storočia, keď na rakúskom území predneogénne podložie viedenskej panvy poskytlo významné náleziská ropy a zemného plynu, stalo sa aj naše územie, geologicky analogické s rakúskym potenciálne prvoradou oblasťou geologického výskumu ropy a zemného plynu. Doterajší geologický výskum nedosiahol prospekčne pozitívne výsledky na hľadanú surovinu napriek tomu, že sa overovali niektoré geofyzikálne zistené morfologické elevácie predneogénneho podložia panvy a predpokladané pokračovanie produktívnych geologických jednotiek a štruktúr z rakúskej časti na naše územie. Nedospelo sa ani k dostačujúcej úrovni v geologickej korelácii stavebných a litologických prvkov medzi východnými Alpami a Západnými Karpatami (porov. A. Biely et al. 1973, G. Wessely 1975, Z. Prey 1973). Najnovšie sa o možnosť korelácie pokúsili F. Němec a G. Kocák (1977). Domnievame sa, že tento problém spočíva jednak v zmene „alpských" a „karpatských" čŕt alpínskej geosynklinálnej štruktúrnej stavby, jednak v nedostatku hlbokých oporných vrtov, zameraných predovšetkým na riešenie geologických osobitostí alpsko-karpatského uzla. Prechod z „alpských"

RNDr. B. Leško, DrSc., RNDr. T. Ďurkovič, CSc., RNDr. V. Gašpariková, CSc., RNDr. A. Kullmanová, RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

do „karpatských" čŕt sa javí už pri sv. ukončení Východných Álp, a to pred ich ponorením pod neogén viedenskej panvy. Dôkazom toho je napr. objavenie sa bradlového pásma pri St. Veit (Z. Prey 1973), vyklinenia (?) grestenského príkrovu (Hauptklippen zone) helvetika pod flyšové pásmo a začiatok vývoja magurského príkrovu (lábska jednotka). Z alpskej literatúry (Z. Prey 1973, A. Kröll — G. Wessely 1973, G. Wessely 1975) vyplýva, že názory na tektonické, a predovšetkým paleogegrafické a genetické vzťahy medzi týmito jednotkami už pri ukončení Východných Álp nie sú jednoznačné. A. Kröll — G. Wessely (1973) a G. Wessely (1975) bradlové pásmo od St. Veitu v podloží viedenskej panvy nevyčleňujú z frankenfeldsko-lunzského systému; bradlové pásmo je pod neogénom pravdepodobne ťažko sledovateľné pre faciálnu zhodu kriedových súvrství s okolitými jednotkami.

Podobne sa rôznia aj názory na komplikované geologické pomery jednak bradlového a magurského pásma, jednak „pogosauskej" série a vnútorných jednotiek Západných Karpát, ako aj názory na geologické vzťahy týchto jednotiek k vyššie uvedeným pásmam. Týka sa to hlavne postavenia bradlového pásma k magurskému flyšovému pásmu. Podľa D. Andrusova (1938, 1972), A. Matějku a Z. Rotha (1956) a Z. Rotha (1973) je pienidné bradlové pásmo — jeho mezozoické sedimenty — normálnym podložím magurského flyšového pásma a oba sa tektonicky individualizovali iba v dôsledku neskorších a miocénnych tektonických pohybov. D. Andrusov (1938, 1972) predpokladal postupný prechod pienidnej bradlovej kriedy do paleogénu magurského flyšu napriek tomu, že v celom karpatskom oblúku bradlové pásmo tvorí kontakt s magurským flyšovým paleogénom ( v úseku zakarpatskej oblasti ZSSR a flyšovými vrstvami duklianskej — sliezskej jednotky) výlučne tektonický. Jeho názor je založený aj na litologicko-faciálnom vyhodnotení paleogénnych súvrství z oblasti „bradlových okien" medzi Horným Srním a dolinou Vláry, ktoré priraďuje k magurskému kompexu bielokarpatskej jednotky. Paleogénne súvrstvia vyvinuté v synklinálnych pruhoch náležia však do série „pribradlového" paleogénu hričovsko-myjavského vývoja (inovský — severný vývoj beňatinského flyšu na východnom Slovensku (B. Lešku 1960). Na základe vyššie uvedených názorov o flyšových komplexoch a ich tektonickej príslušnosti A. Matějka a Z. Roth (1962, 1967) pripisovali magurskému príkrovu juhovergentné nasunutie na bradlové pásmo a v regionálnom meradle na vnútorné jednotky Západných Karpát. Litologický obsah paleogénu, odlišný od magurského vývoja, ktorý sprevádza bradlové pásmo od viedenskej panvy vo Východných Alpách po marmorošskú oblasť v Zakarpatskej Ukrajine a v Rumunsku, bol pre svoju faciálnu pestrosť rozlične označovaný ako myjavský s. s., hričovsko-žilinský, makovický, kyjovský, benatinský flyš so severným a južným vnútrokarpatským, haligovecký, inovský vývoj, vuľchočikská „svita". Najnovšie O. Samuel (1972) uvedené vývoje na území ČSSR vyčleňuje do považsko-hanušovského paleogénu (pásma) s niekoľkými „vývinmi", ktoré podľa stratigrafického kódu majú charakter „sérií" (skupín).




Obr. 1 Geologická mapa okolia Lubiny (A. Began — B. Leško 1967)

1 — neogénne sedimenty; 2 — paleogén bielokarpatskej jednotky magurského príkrovu; 3 — 6 brezovská séria; 3 — paleocén-oligocén, 4 — organogenné vápence, 5 — exotické zlepence, 6 — vrchná krieda, 7 — jura-krieda, sliene, ílovce a vápence bradlového pásma; 8—10 — manínska jednotka; 8 — alb-sp. turon a pieskovce, 9 — titon-apt, sliene a rohovcové vápence, 10 — keuper, kremité bridlice; 11 — lias, škvrnité vápence a sliene — krížňanská jednotka; 12 — 16 chočský príkrov; 12 — neokom, sliene a vápence, 13 — jura, rohovcové a krinoidové vápence, 14 — rét, sivé vápence, 15 — stredný trias, dolomity, 16 — stredný trias, vápence, 17 — mezozoikum zakryté kvartérom; 18 — plochy nasunutia; 19 — situácia vrtov a geologického profilu;

Nemenej dôležité je objasnenie litologického obsahu sedimentácie vrchnej kriedy a paleogénu, ako aj jeho štruktúrno-tektonický vzťah k manínskej a krížňanskej jednotke a k vrchným vnútrokarpatským jednotkám. V myjavskej pahorkatine sa litologickou a biostratigrafickou charakteristikou tohto súvrstvia zaoberali J. Salaj (1962), B. Leško — J. Salaj — O. Samuel (1963), O. Samuel (1972), O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972), pričom podobne ako ďalší autori (R. Marschalko — M. Mišík — L. Kamenický 1976) jeho uloženie k vnútrokarpatským príkrovovým jednotkám považovali za transgresívno-sedimentárny a iba v miocéne spolu s neogénnymi usadeninami bol v zmysle uvedených autorov sformovaný do germanotypného štýlu (porov. D. Andrusov 1959 a M. Maheľ in T. Buday et al. 1962). O alpskej aktivizácii po vrchnej kriede týchto sedimentov sa v karpatskom úseku na rozdiel od Východných Álp neuvažovalo. V zmysle T. Budaya (1963) kriedovo-paleogénna výplň brezovskej depresie je súčasťou pôvodne širšej medzihorskej depresie, ktorá vznikla po vrchnokriedových pohyboch a ďalej sa formovala po laramskej fáze. Jej ohraničenie proti hrasti Čachtického pohoria podľa J. Hanáčka (1954) určovala porucha poklesového charakteru, ktorá iba miestami prechádza do flexúry.

Na riešenie tohto komplexu otázok, vyplývajúcich z protichodných názorov a predpokladov, predovšetkým však s cieľom pomôcť vyhľadávaciemu prieskumu na ropu a zemný plyn v podloží slovenskej časti viedenskej panvy, sme v jej sv. cípe lokalizovali oporný vrt Lubina-1. Pri jeho situovaní sme vychádzali z analýzy povrchovej stavby zúčastnených geologických jednotiek tak, aby sme mohli dosiahnuté výsledky z vrtu extrapolovať na povrchovú stavbu územia a naopak, korelovať pomery povrchovej stavby s dosiahnutými poznatkami z vrtu.

Na stavbe širšieho územia vrtu medzi Novým Mestom n/Váhom a Starou Turou (obr. 1) sa zúčastňuje pienidné bradlové pásmo, manínska jednotka s jurskými a spodnokriedovými vrstvami široko rozložená smerom na severovýchod, krížňanský príkrov na SV a V, a čelá vrchných vnútrokarpatských príkrovov na JV. Okrem toho vrt Lubina-1 zohľadňuje priečne karpatskú tektoniku, pretože je situovaný na vyššej hrasti proti jz. prepadline, avšak s plným vývojom tzv. gosauskej sedimentácie, ohraničenej systémom hluckých zlomov regionálneho charakteru. Týmto postavením vrt nielen spĺňa požiadavky na optimálne riešenie geologických javov, ale, keďže využíva priečne karpatskú osovú eleváciu, spĺňa súčasne úlohu, zameranú na vyhľadávanie uhlovodíkov. V ďalšej časti podávame predbežné litologicko-biostratigrafické výsledky z analýzy vrtu Lubina-1, ktorý v dôsledku havárie nedosiahol plánovanú (5000 m) hĺbku.

**Litologicko-stratigrafická charakteristika prevŕtaných súvrství**

V hĺbke 0,0—1876,0 m bolo prevŕtané flyšoidné súvrstvie. Tvoria ho sivé, sivozelené vápnité ílovce, často jemnopiesčité, jemno až strednozrnité vápnité pieskovce, zlepence a brekcie s rôznorodým sedimentárnym valúnovým materiálom, v ktorom rífové vápence zastávajú významnú sedimentačnú črtu.

Ílovce majú aleuropelitickú až psamitickú štruktúru, pričom základnú hmotu tvorí ílovo-kalcitová zložka. Klastickú prímes (3—25 %) tvoria kremenné, menej živcové, muskovitické a karbonatické zrnká okrem kremeňa dokonale opracované. Z akcesorických minerálov v základnej hmote sa vyskytuje glaukonit.

Pieskovce majú v prevŕtanom súvrství proti ílovcom podradné zastúpenie. Sú psamitickej štruktúry so základnou pelitickou hmotou ílovito-karbonatického zloženia. Stupeň vytriedenia (0,05—0,5 mm alebo až 0,39 mm) a opracovania zŕn je nízky a najnižší pri kremennej klastickej zložke. Zriedkavo sa vyskytujú úlomky rohovcov, ktoré spolu so zrnami kremeňa tvoria 5—45 % zastúpenie klastickej hmoty pieskovcov. Podradne sú zastúpené živce, muskovit a pyrit. V hrubozrnnejších typoch pieskovcov veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,7—2,0 mm, pričom vápencové horniny vystupujú vo väčšom množstve ako u jemnozrnných typov. V základnej hmote sú hojné úlomky organizmov (rudisty, machovky a foraminifery).

Charakteristickým litotypom súvrstvia sú zlepence a brekcie, ktoré sa buď vyvíjajú z pieskovcov, alebo tvoria samostatné lavice v ílovcovom prostredí. Klastický materiál tvoria predovšetkým karbonáty, menej piesčité a pelitické sedimenty, v nepatrnom množstve sa vyskytujú aj úlomky kryštalinika (kremeň, granity, sľudy). Základná hmota je ílovito-vápnito-piesčitá a fragmentmi makroorganizmov a mikroorganizmov. Väčšie klasty náležia organogénnym vápencom vrchnokriedového a paleocénneho veku, pričom sú často (ako napr. vo fosílnom príbrežnom bahne) chaoticky redeponované. Tvoria polohy hrubé niekoľko 10 cm.

Osobitný sedimentačný typ súvrstvia sa odzrkadľuje v polymiktných zlepencoch. Tvoria lavice hrubé 30—120 cm so základnou ílovito-vápnitou hmotou, v ktorej sú nepravidelne rozmiestnené klasty prevažne vápencových a iných sedimentárnych hornín s rôznym skupňom opracovania.
Vyskytujú sa hlavne v hĺbkach: 790—794 m; 1242—1245 m; 1458—1461 m; 1493—1496 m; 1597—1600 m; 1709—1712 m. Klasty z týchto zlepencov určujú paleogeografickú situáciu zdrojových oblastí a vrhajú svetlo do tektonického diania počas ich sedimentácie.

K pomerne dobre zastúpeným klastom patria organodetritické vápence vrchnej kriedy, ktoré môžeme korelovať s analogickými vápencami v brezovskej sérii vystupujúcimi na povrchu. V nich (z hĺbky 1796—1799 m) boli nájdené tieto organické zvyšky (podľa určenia J. Salaja): *Orbitoides gensacicus* (Leymerie), *Orbitoides apiculata* Schlumberger, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie) a mnoho iných rodove nedefinovateľných foraminifér, lamelibrachiátov, rudistov, gas-

tropóv, rias, koralov a pod. K ďalším klastom náležia sliene s globotrunkánami, organodetritické vápence so zvyškami krinoidov a glaukonity, kalpionelové vápence s vrchnojurskou mikrofaunou (*Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadish, *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu-Filipescu), krinoidové vápence jury a karbonáty triasu.

Z triasových hornín sú najčastejšie vápence a dolomity so stromatolitovou štruktúrou, kde „shrinkage pores" sú vyplnené sparitom. Patria asi k vápencom karnu z vnútorných jednotiek Západných Karpát, pričom nevylučujeme ani ich resedimentáciu z kriedových hruboklastických vrstiev bradlového pásma. Vyskytujú sa tiež klasty vápencov organogénnej štruktúry s *Involutina gaschei* (Koehn — Zaninetti-Brönnimann) a *Glomospirella friedli* Kristan — Tollmann, ktoré najskôr pochádzajú z vrchných subtatranských príkrovov. Časté sú klasty vápnitých pieskovcov, ktoré nevieme presne stratigraficky zaradiť. Na základe litologickej zhody a podobnosti s pieskovcami, vyvinutými v súvrství brezovskej série považujeme ich za resedimentované z pôvodného materského sedimentu toho istého sedimentačného cyklu v štádiu pred vyzrením diagentických procesov. Sú produktom aktívneho tektonického diania v sedimentačnom prostredí a „kanibalizmu" vlastných sedimentov. Sú slabo opracované, čo svedčí o blízkosti znosu a transportu do nových — mladších polôh toho istého sedimentačného cyklu a môžu byť tak vrchnokriedové, ako aj paleogénne. Tým istým spôsobom ako pieskovce sú resedimentované aj piesčité organodetritické vápence s numulitmi paleocénneho veku.

Z granitov boli v klastoch zistené aplity zo živcov ortoklasy a plagioklasy. Ich výskyt je rudimentárny, čo vidieť aj pri povrchových odkryvoch súvrstvia.

Prvé vzorky z vrtu Lubina-1 sme získali z hĺbky 40—80 m. Je pozoruhodné, že všetky vzorky sú na obsah mikrofosílií veľmi chudobné a zle zachované. Na základe relatívne dobre zachovaných jedincov sme identifikovali druhy *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. pseudobulloides* Plummer a *Globorotalia angulata* (White). Prvé dva z menovaných druhov sa objavujú už v spodnom paleocéne, s prechodom do stredného paleocénu. V poslednom čase autori (porov. H. M. Bolli 1957, Loeblich et H. Tappan 1957 a iní) prvé objavenie primitívnych foriem druhu *Globorotalia angulata* (White) viac-menej zhodne uvádzajú z najvyššej časti Bolliho zóny *Globorotalia uncinata*. Na vrchné stratigrafické ohraničenie druhu *Globorotalia angulata* (White) nie sú už také jednotné názory. Možno však konštatovať, že ani jeden z uvedených taxónov sa neprekrýva s druhom *Globorotalia subbotinae subbotinae* Morozova; tento druh sa považuje za indexovú formu menovitej zóny, ktorá sa podľa viacerých autorov kryje so stredným až vrchným ilérdom (= vrchný paleocén; porov. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972). Na základe uvedeného môžeme usúdiť, že analyzované asociácie nám indukujú najskôr strednopaleocénny vek skúmaného vrstevného intervalu.

Ďalšia, relatívne početná asociácia sa vyskytuje v hĺbke 290—295 m a 395—400 m. Z jednotlivých foriem boli identifikované *Globotruncana arca*

(Cushman), *Gtr. elevata elevata* Brotzen, *Gtr. linneiana obliqua* Herm. Pokiaľ ide o autochtónne formy, mohli by sme tento interval považovať za kampán, ale vzhľadom na charakter sedimentu a jeho dynamický vznik je tento predpoklad málo pravdepodobný už aj z toho dôvodu, že v hĺbke 250 m bol vo výbruse zistený úlomok numulita (*Nummulites* sp.); pozri tab. V, obr. 2.

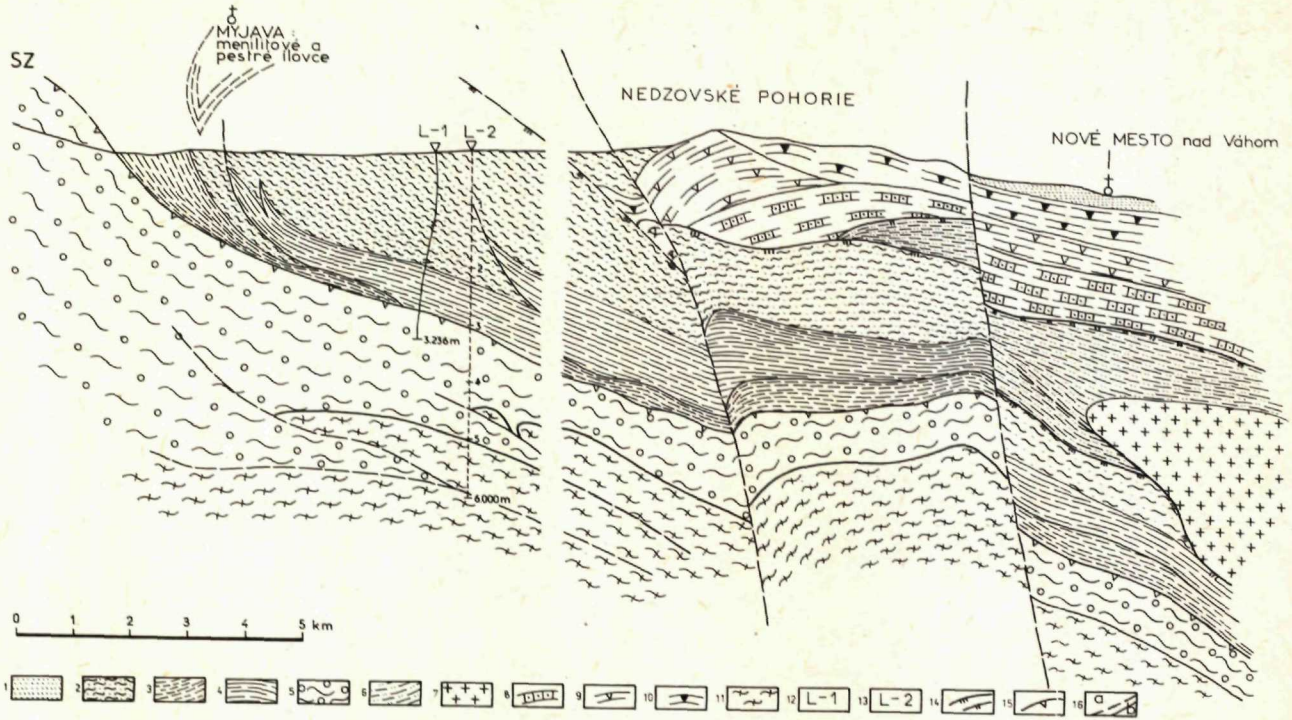
V hĺbke 508,2 m, 509,2 m a 585 m sa opäť sporadicky vyskytujú paleocénne formy niekedy s redeponovanými kriedovými prvkami, najmä senónskymi globotrunkánami. Iba v hĺbke 644—646 m sa ojedinele objavujú i aptsko-albské hedbergelly a *Ticinella* ex gr. *roberti* (Gandolfi). V súvise s mikrofaunou do hĺbky 500—600 m treba poznamenať, že je veľmi chudobná (deformovaná a rekryštalizovaná), čo veľmi sťažuje jej druhové určenie. Z globigerín sa nachádzajú jedine trilokulinoidné formy, najpravdepodobnejšie z okruhu *Globigerina velascoensis* Cushman a *Gl. linaperta* Finlay. Vekové rozpätie prvého z menovaných taxonov je stredný až vrchný paleocén, u druhého taxónu vrchný paleocén až eocén. V pieskovcových polohách v hĺbke 508,2 m bol konštatovaný prierez nummulita, v hĺbke 548—551 m sa našla pomerne chudobná a značne poškodená asociácia veľkých foraminifér. Podľa určenia E. Köhlera ide o druhy *Nummulites pernotus* Schaub a primitívne assiliny ešte s nevýraznou assilinoidnou stavbou, najpravdepodobnejšie zo skupiny *A. leymeriei* (d'Archiac et Haime), *Asterocyclina* sp. a *Operculina* sp.; považuje ich za ilerdske až ? spodnoeocénne (cuisien). Podľa celkového charakteru malých a veľkých foraminifér, ako aj mikrofauny z hlbších častí vrtu, prikláňame sa k názoru, že táto časť sedimentov zodpovedá najpravdepodobnejšie vrchnému (resp. i strednému) ilerdu, pričom nevylučujeme ani možnosť ich zaradenia do spodného cuisu.

Z biofaciálneho hľadiska charakter asociácie sa čiastočne mení v rozsahu hĺbky 600—1110 m. Spolu so sporadicky sa vyskytujúcim planktónom sa objavujú primitívne aglutinované foraminiféry. Najbežnejšie sú reprezentované druhmi rodu *Hyperammina, Dendrophrya, Rhabdammina* a *Trochamminoides*. Napr. v hĺbke 643—646 m sa vyskytuje *Hyperammina* cf. *nodata* Grzybowski, *Trochamminoides* sp. a *Trochammina* sp. Viac-menej analogické spoločenstvo sa nachádza aj v hĺbke 697—701 m s tým rozdielom, že naviac tu bol konštatovaný aj druh *Dendrophrya latissima* Grzybowski a v hĺbke 793—794 m *Rhabdammina discreta* Brady a *Glomospira charoides* (Jones et Parker), kým v hĺbke 743—746 m naviac i prierez numulitom (*Nummulites* sp. ind.).

Spoločenstvo z hĺbky 898—899 m má toto zloženie: *Rhabdammina discreta* Brady, *R. cylindrica* Glaessner, *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Hyperammina* sp., *Trochamminoides coronatus* Brady, *Trochammina* sp. a deformovaný exemplár trilokulinoidnej globigeríny.

Podľa vertikálneho rozpätia uvedených druhov nie je možné usúdiť na užšie stratigrafické začlenienie tejto časti súvrstvia ako vrchný paleocén — spodný eocén.

Stratigraficky významnejší nález sme obdržali z hĺbky 859—869 m. Z vyskytujúcich sa foraminifér sme identifikovali druh *Globigerina linaperta* Finlay, *Globigerina* sp., *Globorotalia* ex gr. *subbotinae* Morozova, *Turborotalia (A.)* sp. a *Cibicides*




Obr. 2 Schematický geologický profil okolia Lubiny (zostavil B. Leško 1977)
1 — neogénne sedimenty; 2 — brezovská séria (vrch. krieda-paleogén); 3 — jura-krieda pieninského bradlového pásma; 4 — mezozoikum manínskej jednotky; 5 — paleogén magurského príkrovu; 6 — 7 jednotka vnútorných karpát; 6 — obalové série-mezozoikum, 7 — kryštalinikum; 8 — krížňanský príkrov; 9 — 10 príkrov subtatrika; 9 — nižší, 10 — vyšší, 11 — mezozoikum a paleozoikum helvetíd Západných Karpát; 12 — oporný vrt Lubina-1; 13 — projektovaný oporný vrt Lubina-2; 14 — násunové plochy vnútorných príkrovových jednotiek; 15 — násunová plocha bradlového pásma; 16 — významné tektonické línie;

sp. Z pieskovcovej polohy z tejže hĺbky (861 m) E. Köhler určil tieto druhy veľkých foraminifér: *Nummulites* ex gr., *N. burdigalensis* de la Harpe (s jemnejšou granuláciou ako u typickej formy *N. burdigalensis), N. pernotus* Schaub, *Assilina placentula, A. laxispira* de la Harpe, *Operculina* sp., *Discocyclina archiaci* (Schlumberger) a *D. douvillei* (Schlumberger). Podľa vyššie uvedeného autora asociácia veľkých foraminifér nám indikuje spodnoeocénny vek (cuisien). Nakoľko však druh *Globorotalia* ex gr. *subbotinae* nezasahuje až do vrchného cuisienu začleňujeme toto súvrstvie do spodného cuisienu (tabuľka IV, obr. 1, 3; tabuľka VI, obr. 4).

V hĺbke 1007—1010 m a 1057—1059 m boli opäť zistené asociácie aglutinovaných foraminifér a rekryštalizovaných diskoastérov. Foraminiféry tvoria spoločenstvo *Rhabdammina discreta* Brady, *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Glomospira charoides* (Jones et Parker) a *Recurvoides* sp. Naviac sa vyskytujú druhy *Bathysiphon* sp., *Ammodiscus* cf. *hoernessi* Karrer, *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Plectina conversa* (Gryzybowski), deformované trilokulinoidné globigeríny, ihlice húb, diskoidálne pyritizované jadrá (? diatomácey) a zúbky rýb. Úlomky globigerín paleogénneho veku sme zistili aj v hĺbke 1095—1098 m.

V hĺbke 1160,5—1162,5 m sa objavuje veľmi chudobná a rekryštalizovaná globotrunkánová asociácia vrchnosenónskeho veku spolu s veľkými foraminoferami: *Orbitoides media media* (Archiac), *O. media planiformis* Papp, prierezy vápnitých rias *(Amphiroa, Archeolithothamnium),* makrofauny (lamelibranchiáty, rudisty a machovky). Spoločenstvo neprejavuje žiadne znaky po resedimentácii, ale nakoľko sa nachádzajú v spoločnosti rekryštalizovaných diskoasterov a druhu *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, musíme toto súvrstvie považovať za paleogénne a dokonalosť zachovania senónskych foriem pripisovať resedimentácii v klastoch. V prospech tohto názoru hovorí aj zistenie prierezov numulitov už z hĺbky 1160—1163 m.

Paleogénne foraminiféry reprezentujú väčšinou trilokulinoidné, žiaľ, deformované formy. Podľa niektorých lepšie zachovaných foriem sa dá usúdiť, že prevažná časť z nich patrí druhu *Globigerina linaperta* Finlay. Veľmi podobné spoločenstvo sa nachádza aj v hĺbke 1413—1413,5 m. Na základe týchto údajov nemôžeme usúdiť na presné stratigrafické začlenenie vrstiev skúmanej hĺbky. Podľa vyskytujúcich sa globerín môžeme však jednoznačne konštatovať, že nie sú kriedového, ale paleogénneho veku.

V rozsahu hĺbky 1493 až 1946 m sa vyskytuje chudobné spoločenstvo malých foraminifér vrchnosenónskeho veku *(Globotruncana arca* Cushman), kým v hĺbke 1548 m v hrubozrnných pieskovcoch sa objavujú veľké foraminiféry, ktoré podľa E. Köhlera majú typický vrchnosenónsky (vrchnokampánsky) ráz: *Orbitoides media planiformis* Papp a *O. media media* (d' Archiac). O meter nižšie (1549 m) sme však našli chudobné nanoplanktónové spoločenstvo, reprezentované druhom *Coccolithus cavus* Hay et Mohler a v hĺbke 1597—1600 m a 1769—1799 m prierezy

numulitov vrchnopaleocénneho veku, čo jednoznačne signalizuje paleogénny vek súvrstvia (tab. III, obr. 1, 3; tab. VI, obr. 1—3).

Interval v hĺbke 1876—2709 m sa líši tak litologickým obsahom, ako aj biostratigrafickými črtami od nadložného súvrstvia vo vrte. Tvoria ho slieňovce, sliene a slienité vápence s tmavými škvrnami. V hlbších častiach tohto intervalu pribúdajú slieňovce s aleuritovou prímesou až napokon v ňom prevládajú. V mikritickej základnej hmote sa vyskytujú prierezy foraminifér, globochéty a ostrakódy. Ojedinele v hĺbke 1919—1921 m boli objavené *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmanninella* sp. a iné. Okrem toho sa v týchto hĺbkach začína objavovať chudobné a rekryštalizované spoločenstvo s druhmi: *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss *Glomospirella gaultina* (Barthelin), ktoré sa do hĺbky 2709 m nemení. Určitú zmenu sme zaznamenali v kvantitatívnom zastúpení.

Pomerne bohaté spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu z hĺbky 2025,0—2028,0 m zastupujú druhy *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt, *Podorhabdus* sp., *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Zygolithus diplogrammus* Deflandre, *Zygolithus erectus* Deflandre. Ide o zónu *Eiffelithus turriseiffeli* — Hill (1976), ktorá charakterizuje vrchnú časť vrchného albu a spodný cenoman, ktorá bola v Západných Karpatoch zistená zatiaľ len v Strážovskej hornatine (V. Gašpariková 1976). Na základe vápnitého nanoplanktónu, ako i spoločenstva foraminifér s *Haplophragmoides nonioninoides* môžeme súvrstvie slieňov a slieňovcov v intervale 1876—2709 m začleniť k vrchnému albu až spodnému cenomanu.

Za zmienku však stojí otázka geologickej, či skôr tektonickej príslušnosti tohto slieňovcového (vrtného) komplexu v podloží „gosauskej" (brezovskej) sedimentácie vrchnej kriedy a paleogénu.

Z biofaciálneho hľadiska sa zloženie asociácií v priebehu celého profilu nemení, pričom dominujúce postavenie majú aglutinované foraminiféry. Na základe poznatkov z albu a cenomanu Západných Karpát môžeme konštatovať, že tento typ asociácie v pienidných bradlových jednotkách nikdy nedosahuje výrazné zastúpenie. Naopak prevládajú monospoločenstvá s pelagickými formami a aglutinované formy sa vyskytujú hlavne vo flyšových sekvenciách manínskej a klapskej série. Ak tiež uvážime pomerne veľkú mocnosť súvrstvia (833 m), ktorú síce mohlo sčasti vyvolať tektonické nahromadenie a nábeh do flyšového vývoja albu, aký poznáme z manínskeho a krížňanského príkrovu, nie je možné začleniť toto súvrstvie vo vrte do niektorej z pienidných sérií.

Na základe spomínaných biofaciálnych a litologicko-faciálnych čŕt súvrstvie slieňovcov v hĺbke 1876—2706 m začleňujeme do manínskej jednotky bradlového pásma.

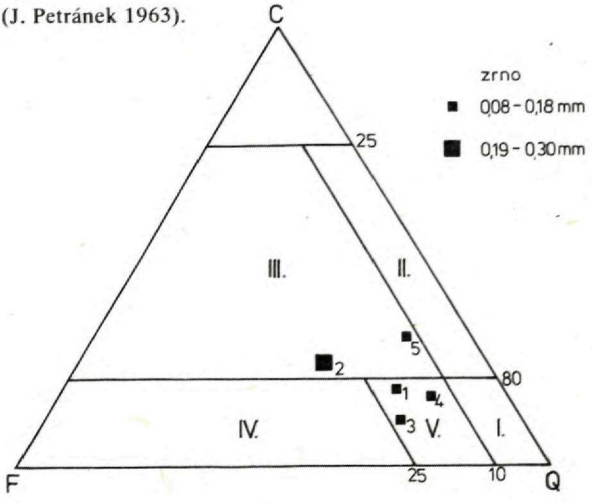
Od 2706 m do konečnej hĺbky (3236 m) vrt overil flyšové eocénne súvrstvie s prevahou (asi 2 : 1) pieskovcov nad ílovcami. Pieskovce na základe granulometrického zloženia patria prevažne k jemnozrnným varietám (Md zrnitosti

0,08—0,12 mm). Menej hojné sú stredozrnné pieskovce (Md 0,30 mm; tab. 1). Podľa látkového zloženia patria k arkózovým pieskovcom a drobám (obr. 3).

Kremeň a stabilné úlomky hornín sú dominujúcou zložkou pieskovcov (tab. 1). Ako stabilné zložky okrem kremeňa sa vyskytujú úlomky kremencov, epimetamorfovaných kvarcitov a rohovcov. Zrná kremeňa sú obyčajne ostrohranné s nízkym stupňom zaoblenia (2—3).

Živce a nestabilné úlomky hornín reprezentuje ortoklas, plagioklas a sporadicky mikroklín. Častá je aj kalcifikácia živcov. Obsah živcov neprevyšuje 7 % (tab. 1),

Obr. 3 Klasifikačný diagram pieskovcov (J. Petránek 1963).
Q — kremeň a stabilné úlomky hornín
F — živce a nestabilné úlomky hornín
C — ílová základná hmota
I. kremenné pieskovce
II. drobové pieskovce
III. droby
IV. arkózy
V. arkózové pieskovce




Tab. 1 Modálne zloženie pieskovcov magurskej jednotky v % Vrt Lubina-1

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| kremeň | 48,65 | 20,14 | 40,17 | 43,52 | 45,22 |
| živce | 6,16 | 5,37 | 2,18 | 5,55 | 3,18 |
| muskovit | 3,42 | 8,03 | 2,62 | 7,41 | 7,64 |
| kremence | | | | | |
| epimetamorfované | 5,47 | 18,12 | 15,72 | 4,63 | 8,28 |
| kvarcity | | | | | |
| vápence | 4,79 | 10,07 | 10,48 | 2,78 | 2,55 |
| ílovce, fylity | 6,85 | 10,74 | 8,30 | 0,92 | 5,10 |
| rohovce | 0,68 | 2,02 | 4,40 | 1,85 | — |
| základná hmota | 17,12 | 20,13 | 12,66 | 12,04 | 26,11 |
| kalcitový tmel | 6,85 | 5,37 | 3,06 | 21,30 | 1,91 |
| Md (mm) | 0,10 | 0,30 | 0,18 | 0,08 | 0,12 |

1. Jemnozrnný arkózový pieskovec, 2. strednozrnná droba, 3. jemnozrnný arkózový pieskovec, 4. jemnozrnný arkózový pieskovec, 5. jemnozrnná droba.

pričom ortoklas prevláda nad plagioklasom (oligoklas — andezín). Úlomky vápencov reprezentujú mikrozrnité variéty, iba ojedinele sa vyskytujú hrubozrnnejšie typy. Zastúpenie úlomkov vápencov sa pohybuje v rozmedzí 2,55—10,48 % (tab. 1) Úlomky ílovcov a fylitov sú pomerne bohato zastúpené (0,92 10,74 %), čo svedčí o nízkom stupni štruktúrnej a mineralogickej zrelosti pieskovcov a o špecifických podmienkach ich depozície.

Tab. 2 Chemické zloženie ílovcov magurskej jednotky v %
Vrt Lubina-1

| | 1 | 2 |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 58,88 | 59,16 |
| $Al_2O_3$ | 12,55 | 13,20 |
| $Fe_2O_3$ | 1,59 | 2,81 |
| FeO | 3,57 | 1,65 |
| MnO | 0,06 | 0,04 |
| $TiO_2$ | 0,69 | 0,50 |
| $P_2O_5$ | 0,18 | 0,11 |
| CaO | 6,31 | 8,41 |
| MgO | 1,81 | 2,41 |
| $Na_2O$ | 0,83 | 0,66 |
| $K_2O$ | 2,85 | 2,24 |

1. Aritmetický priemer z dvoch analýz ílovcov z vrtu Lubina-1.
2. Priemerné chemické zloženie ílovcov magurskej jednotky na východnom Slovensku (T. Ďurkovič 1974).

Zo sľúd dominuje muskovit (2,62—8,03 %) nad sporadickým biotitom, resp. chloritom. Základnú hmotu tvorí ílovitá zložka pieskovcov, ktorá je pórovitá. Tmel je kalcitický.

Z ťažkých minerálov separáciou v bromoforme sme identifikovali túto asociáciu: zirkón (34,5 %), turmalín (7,5 %, rutil (6,6 %), apatit (4,0 %), granát (2,0 %), hyperstén (0,8 %). Biotit má v asociácii 4,1 % a chlorit 27,6 % zastúpenie.

Zistená asociácia ťažkých minerálov indikuje najskôr zirkónovú zónu, ktorú vyčlenili v západnej časti magurskej jednotky V. Pesl — I. Krystek (1965). Vyznačuje sa výraznou prevahou zirkónu nad granátom.

Ílovce obsahujú klastickú prímes do 25 %. Tvorí ju hlavne kremeň a muskovit. Hojný je kalcit a sporadicky sa vyskytujú aj úlomky živcov. V hĺbke 3150—3190 m boli overené pestré červené a zelené jemnopiesčité ílovce pravdepodobne belovežských vrstev. Na základe RTG analýzy sme v ílovcoch identifikovali illit a kaolinit a z karbonátov kalcit a menej hojný dolomit. Chemické zloženie ílovcov (priemer z dvoch analýz) sme porovnali s priemerným chemickým zložením ílovcov magurskej jednotky na východnom Slovensku (tab. 2).

Ílovce z vrtu Lubina-1 sa od porovnávaných ílovcov odlišujú vyšším obsahom $SiO_2$, FeO, $TiO_2$, $P_2O_5$, $Na_2O$ a $K_2O$. Nižší je obsah $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, CaO a MgO.

Z hĺbky 2803—2807—m sme určili druh *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, ktorý reprezentuje spodný až stredný eocén a v hĺbke 3170 m druh *Discoaster* ex gr. *tani nodifer* Bramlette et Riedel, ktorý je známy zo stredného eocénu.

Na základe litologického charakteru a stratigrafickej hodnoty zistené flyšové súvrstvie vo vrte od 2709 m náleží spodnému (belovežské vrstvy) až strednému eocénu magurskej flyšovej skupiny. Podľa opakovaných polôh s prevahou ílovcovej zložky nad pieskovcami a polôh s pestrými ílovcami predpokladáme jeho tektonické prepracovanie do asymetrických vrás až šupín.

**Paleogeografické a tektonické závery**

Hlboký vrt Lubina-1, projektovaný do hĺbky 5000 m (získaná hĺbka 3236 m) priniesol priame i nepriame poznatky o úložných pomeroch blízkeho i širšieho okolia. Pôvodne sme očakávali, že pod pokrývkou asi 800-metrových vrchnokriedových sedimentov vrt narazí na čelá „subtatranských" príkrovov (do 1200 m) a pod nimi (za predpokladu mierne uklonených násunových plôch) prerazí manínsky a pienidný bradlový príkrov. Napokon v hĺbke 3800 m mal vrt zastihnúť magurský príkrov zaklínený pod vnútorné Karpaty. Ukázalo sa však, že geologická situácia je priaznivejšia, ako sme predpokladali. Na miestach, kde je sv. cíp viedenskej panvy v zreteľnej elevácii, približne asi 4 km od jej okraja, prevŕtali sme do hĺbky 1876 m usadeniny brezovskej série. Na základe štúdia flyšoidných sekvencií, predovšetkým polôh brekcií a zlepencov sa domnievame, že tieto sú niekoľkonásobne tektonicky nahromadené do šupinových foriem o úklone 35—60°. Zošupinatenie vrchnej kriedy a paleogénu, vyvolané pohybom vnútorných jednotiek sa muselo odohrať pre vrchným bádenom, ktorý smerom na JV a J leží na súvrství v angulárnej diskordancii. Tektonické pohyby z tohoto obdobia pravdepodobne priblížili okraje vnútrokarpatských jednotiek do súčasných zemepisných pozícií v karpatskom oblúku.

Veľmi závažný je poznatok o sedimentačných pomeroch spodného paleogénu po vrchnokriedovej sedimentácii. Zistili sme, že brekciovité sedimenty paleocénu a spodného eocénu vznikli za stáleho tektonického nepokoja pobrežia a dna pogosauskej panvy. Ako sme už uviedli, klasty brekcií a zlepencov náležia tak k pobrežným zdrojom panvy, ako aj k málo spevnenému a devastovanému dnu. Spoločenstvo klastov, medzi nimi hlavne organogénne a stromatolitové vápence a dolomity vrchného triasu, organodetritické krinoidové a kalpionelové vápence jury svedčia o tom, že zdrojom sedimentácie v paleocéne a spodnom eocéne boli vrchnokriedové príkrovy vnútorných Karpát. Kategória klastov s organodetritickými vápencami a slieňmi vrchnej kriedy a s paleocénnymi a spodnoeocénnymi pieskovcami a rífmi (porov. M. Mišík — J. Zeman 1959, O. Samuel — J. Salaj 1968, J. Bystrický 1976) svedčí o sedimentácii, ktorá bola dôsledkom devastácie, vyvolanej tektonickou aktivitou šelfových pásiem vlastného sedimentačného bazénu. Sporadický výskyt granitov a kremeňa a úplný nedostatok metamorfovaných hornín paleozoika a mezozoika v panve je dôkazom toho, že jaderné príkrovy tatrika

s kryštalinikom, ako aj jednotky vytvorené z eugeosynklinálnych pásiem v tom čase a na tomto úseku Karpát neboli obnažené a vystavené erózii.

V hĺbke 1976—2706 m bolo prevŕtané súvrstvie slieňovcov a jemnopiesčitých slieňovcov náležiacich spodnému alb — cenomanu manínskej jednotky s úklonom 45—55°. Hoci vrtné vzorky nám neposkytujú priame dôkazy o tektonickom zhrubnutí týchto súvrství, predsa sa domnievame, že zistená hrúbka manínskej jednotky je spôsobená šupinovitým nahromadením súvrstvia. Ako dôkaz tohto predpokladu by azda mohol poslúžiť sporadický výskyt pestrých slieňov púchovskej fácie z vrtnej drte asi 2200 m, ktorá by súčasne mohla poukazovať na vysoký stupeň tektonického prepracovania a nahromadenia manínskej jednotky s útržkami pienidného bradlového pásma. Nemôžeme však presvedčivo potvrdiť, že sme pienidné pásmo vo vrte zachytili. Podobné pomery pozorujeme aj v povrchovej geometrii bradlového pásma vo vzťahu k manínskej jednotke. Napr. na Považí, pri Vršatci, manínsky príkrov sa priamo stýka s jurskými a kriedovými vrstvami s bielokarpatskou jednotkou magurského flyšu (A. Began 1969). Na východnom Slovensku v úseku medzi Kamenicou n/T. a Ujakom sa bradlové pásmo vytráca aj na povrchu a flyšové súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu a beňatinského flyšu sa bezprostredne tektonicky stýkajú (H. Świdzinski 1962).

Za predpokladu, že pienidné bradlové pásmo je z podložia manínskeho príkrovu vyvalcované, plocha ich spoločného nasunutia na bielokarpatskú jednotku magurského flyšu je mierne 28—30° uklonená k JV. Táto plocha vo vrtnom profile sa výrazne prejavuje ako 5—10 m hrubá tektonická brekcia, zložená z úlomkov a balvanov flyšových hornín eocénu a slieňovcových hornín alb — cenomanu.

Podľa väčšiny autorov (napr. D. Andrusov 1938, 1972, A. Matějka-Z. Roth 1956, Z. Roth 1973 a ďalší) tvorí pienidné bradlové pásmo podložie magurského príkrovu, v dôsledku čoho by plocha nasunutia bradlových jednotiek (pienidných aj manínskej) mala do hĺbok flexúrovite zahnúť sz. smerom pod magurský príkrov. Aj napriek tomu, že vrt nedosiahol konečnú hĺbku 5000 m a neoveril názor spomínaných autorov, domnievame sa, že magurské flyšové sedimenty (v zmysle alpského modelu; Z. Prey 1973) netvoria nadložie bradlového pásma. V dôsledku tektonických pohybov je od bradlového pásma individualizovane nasunutá na epivariskú platformu, alebo paraautochtónne podložie pásma helvetíd Západných Karpát. Z týchto dôvodov aj ostrovčeky spodnej a vrchnej kriedy hluckého vývoja pri okraji bielokarpatskej jednotky považujeme skôr za tektonické útržky z podložia magurského príkrovu, patriace helvetidám, než k normálnemu magurskému vrstevnému sledu bielokarpatskej jednotky. Podľa násunovej plochy v podloží manínskej jednotky sa teda nasúvajú vnútorné Karpaty na flyšové magurské pásmo, čo sa muselo odohrať v spodnom miocéne pred usadením eggenburgu (Č. Tomek 1966).

Magurské flyšové vrstvy bielokarpatskej jednotky boli overené od hĺbky 2706 m do konečnej hĺbky vrtu. Flyšové súvrstvie je silne prevrásnené, na čo poukazujú drvené pásma. Úklon vrstiev je 25—70°, pričom v intervale 3150—3190 m boli prevrtávané pestré jemnosľudnaté a piesčité ílovce červených a zelených odtieňov.

Na základe litologického charakteru ich považujeme za ekvivalenty ílovcov z beloveżských vrstiev povrchového antiklinálneho pásma Květnej (A. Matějka 1963). Podobne aj flyšové súvrstvie s vápnitými drobovými a arkózovitými pieskovcami a sivozelenými až modrastými vápnitými ílovcami začleňuje do synklinálneho pásma Javoriny (A. Matějka 1963). Pretože vrt pre neprekonateľné technické komplikácie bol predčasne ukončený v hĺbke 3236 m, nedosiahli sme poznatky z celej hrúbky úložných pomerov magurského príkrovu a jeho prípadného rigidného podložia.

Do tlače odporučil M. Mišík.

## Literatúra

ANDRUSOV, D. 1938: Etude géologique de la zone des Klippes pienines des Carpates occidentales. 3 e partie Tectonique. Rozpr. Stát. geol. Úst. 9, Praha, 135.

ANDRUSOV, D. 1972: Particularités de la tectonique des Carpates septentrionales. 24. Sess. geol. Congr. Canada, Sect. 3, Tectonics, Montreal, 273—281.

BECK-MANNAGETTA, P. 1973: The Internal zones. In: M. Maheľ et al. Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—75.

BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—103.

BIELY, A. et al. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia viedenskej panvy. Manuskript — archív rukopis. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BORZA, K. 1969: Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—301.

BOLLI, H. M. 1957: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene — Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. — U. S. Mat. Mus. Bull. 215, Text-fig. 11—13, pls. 15—20. Washington, 61—81.

BYSTRICKÝ, J. 1976: Genus Dactylopora Lamarck, Digitella Morellet et Morellet und Broechella Morellet et Morellet (Dasycladaceae, Algae) in Kalken des Paläozäns der Westkarpaten. Geol. Zborník — Geologica carpath. 27, 2, Bratislava, 247—272.

ĎURKOVIČ, T. 1974: Chemical composition of the Magura and Dukla unit shales. (East Slovakian Flysch). Západné Karpaty 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—136.

GAŠPARIKOVÁ, V. 1976: Stratigrafia kriedy v Strážovskej hornatine na základe vápnitého nanoplanktónu a foraminifer. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HANÁČEK, J. 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. Zborník, 1—4, Bratislava, 59—83.

HAŠKO, J. 1977: Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. Geol. Práce, Správy 70, Bratislava (in lit.).

HILL, I. — MERTON, E. 1976: Lower Cretaceous Calcareous Nannofossils from Texas and Oklahoma. Paleontographica Abt. B, 156, Lfg. 4—6, Stuttgart, 103—179.

KRÖLL, A. — WESSELY, G. 1973: Neu Ergebnisse beim Tiefenaufschlus im Wiener Becken. Erdvel-Erdgas Zeitschvift. H. 11, Hamburg — Wien, 400—413.

LEŠKO, B. 1960: Paläogen Klippenzone in der Ostslovakei. Geol. Zbor. 11, SAV, Bratislava, 95—103.

LEŠKO, B. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1964: Paleogén bradlového pásma slovenských Karpát. Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95—102.

LOEBLICH, A. R. — TAPPAN, Jr. H. 1957: Planktonic Foraminifera of Paleocene and early Eocene age from the Gulf and Atlantic Coastal Plains. U. S. Nat. Mus. Bull., 215, text-fig. 27—28, pls. 40—64, Wahington, 173—198.

MARSCHALKO, R. — MIŠÍK, M. — KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer ursprungszonen (Paläogen der Klippen zone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). Západné Karpaty, sér. geol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—124.

MATĚJKA, A. — ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpr. Ústr. Úst. geol. 22, Praha, 1—332.

MATĚJKA, A. in BUDAY, T. 1963: Vysvětlivky k přehledné geolog. mapě ČSSR 1:200 000 list Gottwaldov. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—238.

MIŠÍK, M. 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—124.

MIŠÍK, M. — ZELMAN, J. 1959: O príslušnosti riasovo-korálových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovského pohoria) k paleogénu. Geol. Zborník 10, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 301—308.

NĚMEC, Fr. — KOCÁK, A. 1976: Předneogénní podloží slovenské části Vídeňské panve. Mineralia slov. 8, 6, Spišská Nová Ves, 481—560.

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, Wien, 115—145.

PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, jejich uložení, vznik a ložiska. Vydav. Čs. Akad. Věd, Praha, 1—718.

PESL, V. — KRYSTEK, I. 1966: Ergebnisse der Facialanalyse und sedimentologischen Studién im Paläogen des westlichen Teils der Magura Flyschgruppe (Westkarpaten). Geol. Rdsch. 55, Stuttgart.

PREY, S. 1973: The External zones. In Maheľ et al.: Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—85.

ROTH, Z. 1969: Nové názory na geologické postavení a tektonický vývoj Karpat. Pomoc. úč. texty. úst. pro učitelské vzdelání na UK. Praha.

SALAJ, J. 1962: Mikrobiostratigrafia danu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 199—204.

SALAJ, J. (In Buday, T.) 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 list Gottwaldov. Ústr. Úst. geol., Praha, 238.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. Geol. Zborník Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 149—163.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Mikrostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—232.

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

SAMUEL, O. 1972: Niektoré poznámky k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285—299.

SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti maďarského stredohoria. Geol. Práce, Správy 60, Bratislava, 55—83.

SMIRNOV, S. E. 1969: Sopostavlenije paleogennych otloženij peninskogo utesovogo polasa Ukrajiny, Slovakii i Polši. Sov. Geol. 2, Moskva.

TOMEK, Č. 1976: Jednotné spracování a interpretace tíhových podkladů vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních a flyšových Karpat. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ŚWIDZIŃSKI, H. 1962: Sur la forme structurale de la zone des Klippes. Pienines des Karpates. Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr. 10, Warszawa.

VYSVETLIVKY ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Bratislava, Geofond, Bratislava, 1—247.

WESSELY, G. 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens-Verbindungen und Vergleiche. Mitteil. d. Geol. Gesellschaft in Wien. 1973—1974. Wien, 66—67.

Vysvetlivky k tabuľkám I—VI:

Tabuľka I

1 — *Discoaster* sp. × 4000
N° 626/76. Lubina I, hĺbka 1057,00 m
2 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler × 4500
Proximálna strana
N° 632/76. Lubina I, hĺbka 1160,00—1163,50 m
3 — *Discoaster* sp. × 3500
N° 633/76. Lubina I, hĺbka 1160,00—1163,50 m
4 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler × 4000
distálna strana
N° 640/76. Lubina I, hĺbka 1548,00—1551,00 ,
5 — *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre in Deflandre et Fert) Reinhardt × 5000
distálna strana
N° 205/75. Lubina I, hĺbka 2025,00—2028,00 m
6 — *Podorhabdus* sp. × 5000
profil
N° 205/75. Lubina I, hĺbka 2025,00—2028,00 m
7 — *Watznaueria barnesae* (Black)Perch-Nielsen × 5000
distálna strana
N° 206/75. Lubina I, hĺbka 2025,00—2028,00 m
8 — *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini × 5000
distálna strana
N° 205/75. Lubina I, hĺbka 2025,00—2028,00 m
9 — *Watznaueria barnesae* (Black)Perch-Nielsen × 5000
proximálna strana
N° 208/75. Lubina I, hĺbka 2025,00—2028,00 m
10 — *Zygolithus diplogrammus* Deflandre × 5000
proximálna strana
N° 208/75. Lubina I, hĺbka 2025,00—2028,00 m
11 — *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok × 3000
N° 236/76. Lubina I, hĺbka 2803,00—2807,00 m
12 — *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok × 3000
N° 236/76, Lubina I, hĺbka 2803,00—2807,00 m

Tabuľka II

1 — *Globigerina linaperta* Finlay, 1939; hĺbka 503,2 m.
2 — *Globorotalia aequa* Cushman et Renz, 1942; hĺbka 509,2 m.
3 — *Globorotalia subbotinae subbotinae* Morozova, 1937; hĺbka 859—869 m.
4 — *Globorotalia subbotinae marginodentata* Subotina, 1953; hĺbka 859—869 m.
5 — *Turborotalia (A.) primitiva* (1947); hĺbka 859—869 m.
6 — *Turborotalia (A.) intermedia* (Subbotina, 1953); hĺbka 859—869 m.
7, 8 — *Turborotalia (A.) acarinata* (Subbotina, 1953); hĺbka 859—869 m.

Tabuľka III

1 — *Orbitoides apiculata* Schlumberger, 1901; Lubina; hĺbka 1548,0 m. 80 ×.
2 — *Orbitoides media* (d'Archiac, 1835); hĺbka 1160,0—1163,0 m. 60 ×
3 — *Siderolites* sp.; hĺbka 1548,0—1551,0 m 60 ×

Tabuľka IV

1 — *Discocyclina* sp.; Lubina; Lubina; hĺbka 861,0 m. 80 ×.
2 — *Hedbergella* sp.; Lubina; hĺbka 1548,0—1551,0 m. 80 ×.
3 — *Globigerina* sp.; Lubina; hĺbka 861 m. 80 ×.
4 — *Bryozoa*; hĺbka 1548,0 m. 60 ×.
5 — *Bryozoa*: hĺbka 1160,0 m 60 ×.

Tabuľka V

1 — Nummulites sp.; Lubina; hĺbka 861,0 m. 60 ×.
2 — Nummulites sp.; Lubina; hĺbka 250,0 m. 60 ×.
3 — Lithothamnium sp.; Lubina; hĺbka 1548,0—1550,0 m. 80 ×.
4 — Aglutinovaná foraminefera; Lubina; hĺbka 1160,0—1163,5 m. 60 ×.

Tabuľka VI

1 — *Nummulites* sp.; Lubina; hĺbka 1549,0 m. 40 ×.
2 — *Nummulites* sp. Bryozoa; Lubina; hĺbka 1597,0—1600,0 m. 40 ×.
3 — *Nummulites* sp.; Lubina; hĺbka 1549,0 m. 60 ×.
4 — *Nummulites* sp.; Lubina; hĺbka 861,0 m. 60 ×.

Foto tab: I — Gašparíková, II — O. Samuel, III—VIII — A. Kullmanová.

B. Leško, T. Ďurkovič, V. Gašpariková, A. Kullmanová, O. Samuel

## New data on geology of the Myjavská pahorkatina upland based on the results of the drill hole Lubina-1

Sumary of the Slovak text

The drill hole Lubina-1 situated in the northeastern part of the Vienna Basin is aimed at solving the problems following from contradictory opinions and assumptions about the relationships between the Inner-Carpathian nappe units on the one hand and the Klippen Belt and the Flysch zone on the other, and about their relation to post-Gosau sedimentation of the Upper Cretaceous and the Paleogene. The most important purpose of the drilling is to support prospection for oil and earth gas in the substratum of the Slovak part of the Vienna Basin. Situating the drill hole, we considered the results of the analysis of surficial structure of the geological units of interest so as to make the results obtained extrapolable to the

surficial structure of the region and to facilitate correlation between the surficial structure and the drilling results.

In places of distinct uplift of the northeastern part of the Vienna Basin, approximately 4 km far from its periphery, the flyschoid deposits of the Brezová group were drilled through to the depth of 1876 m. They are grey, grey-green calcareous claystones, frequent fine-sandy, fine- to medium-grained calcareous sandstones, conglomerates and breccias with heterogeneous pebble material with reef limestones representing a significant sedimentation feature. A particular sedimentation type of bed sequence is also reflected in polymict conglomerates and breccias. Clastic material belongs predominantly to carbonates, less to sandy and pelitic sediments, and infrequent are fragments of crystalline rocks. Conglomerates and breccias control the paleogeographical situation in the source areas and facilitate explanation of tectonic movements proceeding during their deposition. The conglomerates and breccias are sediments from the Middle Triassic-Paleocene — Lower Eocene, and they are lithologically identical with sediments of the adjacent tectonic units and with sediments produced by the post-Gosau sedimentation cycle proper. It is therefore assumed that the Mesozoic rocks passed into Upper Cretaceous from the upper subhercynian nappes. Organodetrital limestones and sandstones of the Upper Cretaceous and of the Paleogene originate from the parent sediment of the same sedimentary cycle. They are products of tectonic activity and „cannibalism" of the sediments themselves.

This phenomenon, and the following tectonic imbrication of the beds of the Brezová group make the exact stratigraphical ranging difficult. In some rock fragments are besides well preserved associations of Upper Senonian Globotruncana in the parent rock also poorly preserved globigerines from the group *Globigerina velascoensis* Cushman and *Gl. linaperta* Finlay and larger foraminifers with *Nummulites pernatus* Schaub. For example at a depth of 1160,5—1162,5 m is a poor recrystallized association of Upper Senonian globotruncanes together with larger foraminifers *Orbitoides media media* (Archiac), *O. media pluniformis* Papp. The association does not display any traces of resedimentation, it is, however, associated with recrystallized discoasters and with the species *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, and the beds are therefore to be referred to as Paleogene. From the biofacial viewpoint, the nature of the association varies in the depth range of 600—1100 m. Together with sporadical plankton there are also primitive agglutinated foraminifers of the genera *Hyperammina, Dendrophrya, Rhabdammina* and *Trochamminoides.*

The vertical scope of the said species prevents a more detailed stratigraphical ranging of the beds than is the Upper Paleocene — Lower Eocene.

The beds at the depth of 1876—2709 m differ in their lithological content and in biostratigraphical characters from the overjacent beds in the drill hole. The beds are marls, marlstones and marly limestones. In deeper parts of the interval the marlstones with silt admixture increase in amount to get predominant in the entire bed sequence. Basing upon calcareous nannoplankton like *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt, *Watznaueria barnesae* (Black), Perch-Nielsen, *Zygolithus diplogrammus* Deflandre, *Zygolithus erectus* Deflandre, and upon foraminifers with *Haplophragmoides nonioninoides* we refer the beds to as Upper Albian — Lower Cenomanian. The dominant position of agglutinated foraminifers and the resemblance of the beds to the flysch sequences prevent us from ranging the beds among the Pienid series and they are therefore ranged to the Manín unit of the Klippen Belt. From the depth of 2706 m down to the final depth (3236 m) an Eocene flysch bed sequence was proved, with sandstones predominant over claystones (approx. 2 : 1). As for their material composition, the sandstones belong among greywackes and arkose types. The association of heavy minerals is indicative of zircon zone characteristic for the western part of the Magura flysch area. Claystones containing clastic admixture up to 25 % are mostly composed of quartz, muscovite, calcite, sporadically also fragments of feldspars.

In the interval 3130—3145 m encountered were variegated red and green fine-grained claystones, most likely of the Beloveža beds. From the depth of 2803—2807 m the species *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok and from 3170 m — *Discoaster* ex gr. *tani nodifer* Bramlette et Riedel were recorded. The nannoplankton is indicative of the Lower to Middle Eocene of the penetrated flysch beds.

It was expected, that below the cover of post-Gosau sedimentation (about 800 m) the drill hole would encounter the fronts of the "subtatric" nappes and penetrate below the nappes of the Manín and Pienid klippen nappe in the case of slightly dipped thrust planes. In the depth of 3800 m, the drill hole was expected to reach the Magura nappe incised below the Inner Carpathians. It was then found out that sediments of the post-Gosau depositional cycle, proved to the depth of 1876 m, were produced by continuous tectonic activity during the Paleocene and Lower Eocene, and that they were — most likely prior to the Badenian — refolded into tectonic slices and activated together with nappe units of the Inner Carpathians.

It was found out that the breccias and conglomerates belong both to the coastal sources of the basin and to partially consolidated and devastated floor. Predominant organogene and stromatolitic limestones of the Upper Triassic, organodetrital crinoidal and calpionellous limestones of the Jurassic show that in the Paleocene and Lower Eocene the pre- Upper Cretaceous nappes of the Inner Carpathians were the source of sedimentation. The organodetrital limestones and Lower Eocene sandstones and reefs indicate sedimentation resulting from devastation caused by tectonic activity of shelf zones of the sedimentation basin proper. Sporadical occurrence of granites and quartz, and a complete lack of metamorphosed rocks of the Paleozoic and Mesozoic in the basin prove that core nappes of the Tatricum with crystalline complex, and the units formed from eugeosynclinal zones were in that time and in that part of the West Carpathians not yet exposed to erosion.

The beds in the depth interval of 1876—2706 m — as mentioned above — belong to the Alb-Cenomanian of the Manín unit, tectonically imbricated at the dip of 45—55° and accumulated below the cover of the Brezová group. We cannot say unambiguously on the grounds of samples from the drill hole that also Cretaceous beds of the Pienid Klippen belt have been encountered by drilling. Similar conditions like those of the contact of the Manín unit with the Magura flysch nappe or of the contact of the „klippen" Paleogene flysch beds with the Paleogene of the Central Carpathians, may also be observed in the surficial geometry of the Klippen Belt (Horné Srnie, Šariš, a. o.). When the Pienid Klippen Belt is supposedly squeezed out of the substratum of the Manín nappe, then the thrust plane of their common overthrust on the Biele Karpaty unit of the Magura flysch is gently dipping southeastward at 28°—30°. In the well record the thrust plane is shown as a 5—10 m thick tectonic breccia composed of fragments of the Eocene flysch rocks and marly rocks (carbonates) of the Alb-Cenomanian.

In the opinion of most Carpathian geologists the Pienid Klippen Belt forms the substratum of the Magura nappe. Owing to this, the thrust plane of the klippen units should flexure-like extend northwestward below the Magura nappe. In spite of the fact that because of technological complications the drill hole did not even reach the final depth (5000 m) and did not support the opinions of the authors mentioned, we assume — in accordance with Z. Prey (1973) — that the overlier of the Klippen Belt is not formed by the Magura flysch sediments. Owing to tectonic movements during the Miocene the sediments are from the Klippen Belt separately thrust over the epivariscan platform or over the paraautochthonous basement of the zone of Helvetids in the West Carpathians. Consequently, according to the thrust plane in the basement of the Manín unit the Inner Carpathians thrust over the Magura flysch zone (in the Miocene).

## Explanations of text-fig. 1-3

Text-fig.2 Geological profile of the surroundings of Lubina (B. Leško 1977).
1-Neogene of the Váh lowland, 2-post-gosau sediments (Upper Cretaceous-Paleogene), 3-Pienid klippen belt (Jurassic-Cretaceous), 4-Mesozoic of the Manín unit, 5-the Biele Karpaty unit of the Magura flysch (Paleogene), 6-mantle series (Mesozoic), 7-crystalline complex of the core units of the Inner Carpathians, 8-Krížna nappe (Mesozoic), 9-lower nappe of the Inner Carpathians (Mesozoic), 10-higher nappe of the Inner Carpathians (Mesozoic), 11-miogeosynclinal facies of the Mesozoic, and the Paleozoic of helvetids,

12-dril hole Lubina-1, 13-suggested drill hole Lubina-2, 14-thrust planes of internal units of the Carpathians, 15-thrust plane of the Klippen Belt and of the Manín unit, 16-significant tectonic lines.

Text-fig. 1 Geological map of the surroundings of Lubina (A. Began — B. Leško 1967).
1-Neogene sediments, 2-the Biele Karpaty unit of the Magura flysch (Paleogene), 3-Paleocene-Oligocene, 4-organogene limestones, 5-Upper Cretaceous, 6-exotic conglomerates, 3—6-post-gosau sediments of the Brezová group, 7-Jurassic-Cretaceous of the Klippen Belt; 8-marls and cherty limestones: Tithonian-Aptian, 10-quartzose shales: Keuper, 8—10-Manín unit, 11-spotty marls and limestones: Lias of the Krížna unit, 12-marls and limestones: Neocomian, 13-cherty and crinoidal limestones: Jurassic, 14-grey limestones: Rhaetic, 15-dolomites: Middle Triassic, 16-limestones: Middle Triassic, 12—16-higher „subtatran" nappes, 17-Mesozoic covered by Quaternary sediments, 18-significant thrust planes, 19-situation of deep drill holes.

Fig. 3 Classification diagram of sandstones (J. Petránek 1963)
Q — quartz and stable fragments of rocks, F — feldspars and unstable rock fragments, C — clayey matrix, I. Quartz sandstones, II. subgraywackes, III. graywackes, IV. arcoses, V. arcose sandstones

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 70 • str. 57—81 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

J. Salaj, J. Kysela, V. Gašpariková, A. Began

# Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia

2 obr. v texte, 10 tab. na kriede (VII—XVI), francúzske resumé

Abstract. In the paper the presence of the Danian s. l. and Montian s. l. in the Paleogene of Hričov-Žilina development is proved, assigned to the Manín group by the authors. Here they have established the new Subzone with *Toweius craticulus* as the upper part of the *Ellipsolithus macellus* s. l. Zone corresponds to the *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. Zone. Marly paleocene sequence is proposed by the autors to be accepted as the supporting profile for zoning on the basis of planktonic foraminifera and nannoplankton (locality Hradisko W of Žilina).

## Úvod

V hričovsko-žilinskom vývine paleogénu bradlového pásma (D. Andrusov 1965) najstaršími preukázanými sedimentmi boli sliene s *Turborotalia (Acarinina) inconstans praecursoria* (O. Samuel, K. Borza et E. Köhler 1972) vystupujúce v rokline na úpätí kóty Hradisko v nadloží najvrchnejšieho maastrichtu s *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) a v podloží zóny *Globorotalia pusilla pusilla*. Napriek tomu, že doteraz v oblasti Žiliny (kóta Hradisko) nebola medzi kriedou a paleogénom doložená plynulá sedimentácia treba poznamenať, že O. Samuel, K. Borza et E. Köhler (1972, str. 245) pripúšťajú, že: „Nemožno vylúčiť miestami aj pozvoľné prechody z kriedy do paleogénu, kde sa laramská fáza prejavila menej intenzívne." Vyššie stratigrafické členy paleocénu a eocénu sú doložené veľkými a malými foraminiferami (O. Samuel, K. Borza et E. Köhler 1972).

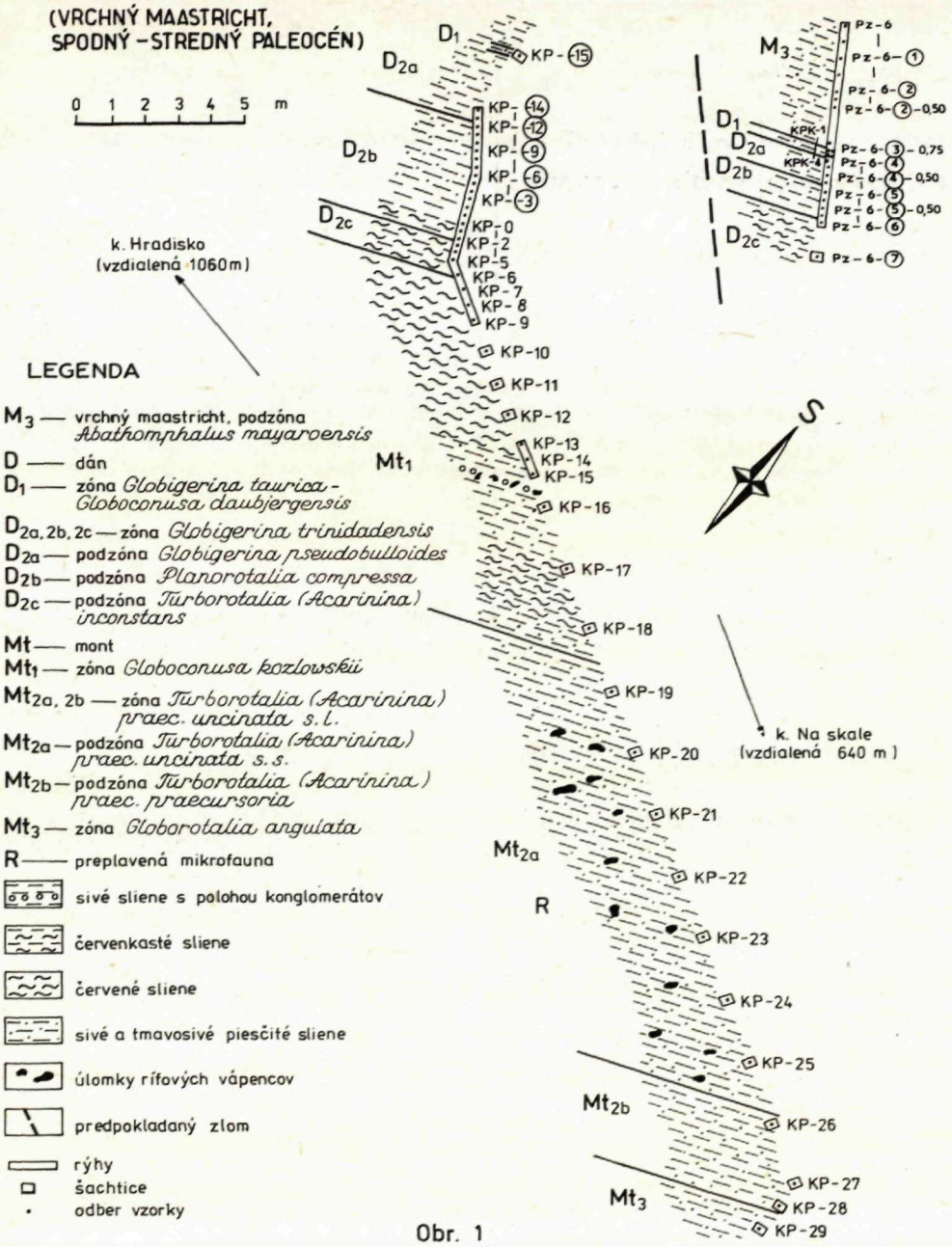
Starší názor J. Salaja (1962b) a O. Samuela et J. Salaja (1962, 1963) o plynulej sedimentácii medzi kriedou a paleogénom nebol do publikovania našej práce dostatočne dokumentovaný.

V priebehu najnovších mapovacích prác na listoch Žilina a Bytča, ktoré vykonávajú J. Kysela a J. Salaj a na základe hustého odberu vzoriek bohatých na foraminifery a nanoplankton z rýh v oblasti v. od kóty Hradisko pri Žiline (obr. 1), preukázala sa plynulá sedimentácia medzi kriedou a paleogénom (v slienitom vývoji). Autori dokumentovali prítomnosť doteraz chýbajúcich foraminiferových

RNDr. Jozef Salaj, CSc., RNDr. Ján Kysela, RNDr. Viera Gašpariková, CSc., RNDr. Augustín Began, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

## LOKALIZÁCIA ODBERU VZORIEK Z OBLASTI ZÁPADNE OD ŽILINY, VJV OD k. HRADISKO

(VRCHNÝ MAASTRICHT,
SPODNÝ – STREDNÝ PALEOCÉN)




### LEGENDA

- $M_3$ — vrchný maastricht, podzóna *Abathomphalus mayaroensis*
- D — dán
- $D_1$ — zóna *Globigerina taurica - Globoconusa daubjergensis*
- $D_{2a, 2b, 2c}$ — zóna *Globigerina trinidadensis*
- $D_{2a}$ — podzóna *Globigerina pseudobulloides*
- $D_{2b}$ — podzóna *Planorotalia compressa*
- $D_{2c}$ — podzóna *Turborotalia (Acarinina) inconstans*
- Mt — mont
- $Mt_1$ — zóna *Globoconusa kozlowskii*
- $Mt_{2a, 2b}$ — zóna *Turborotalia (Acarinina) praec. uncinata s. l.*
- $Mt_{2a}$ — podzóna *Turborotalia (Acarinina) praec. uncinata s. s.*
- $Mt_{2b}$ — podzóna *Turborotalia (Acarinina) praec. praecursoria*
- $Mt_3$ — zóna *Globorotalia angulata*
- R — preplavená mikrofauna
- sivé sliene s polohou konglomerátov
- červenkasté sliene
- červené sliene
- sivé a tmavosivé piesčité sliene
- úlomky rífových vápencov
- predpokladaný zlom
- rýhy
- šachtice
- odber vzorky

Obr. 1

asociácií vystupujúcich medzi zónou najvrchnejšieho maastrichtu s *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) a podzónou vrchného montu s *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. (= zóna *Turborotalia (Acarinina) inconstans praecursoria* O. Samuela 1965 a O. Samuela et J. Salaja 1968).

Maastricht

Ako najvrchnejší člen senónu tejto oblasti (J. Kysela 1975) reprezentujú sivé sliene s vložkami piesčitých slieňov, lavičiek pieskovcov, polôh exotických zlepencov a organogénnych orbitoidových vápencov (E. Köhler 1960; O. Samuel, J. Salaj, E. Köhler et K. Borza 1967; O. Samuel, E. Köhler et K. Borza 1972). Spodný maastricht charakterizuje mikrofauna zóny *Globotruncana falsostuarti* (J. Salaj et O. Samuel 1966) zatiaľ čo vrchný maastricht obsahuje bohatú mikrofaunu zóny *Racemiguembelina varians* s. l. (O. Samuel, J. Salaj, E. Köhler et K. Borza 1967; J. Salaj 1974). Jej spodná hranica je určená objavením sa druhu *Racemiguembelina varians varians* (Rzehak) a *Rugotruncana gansseri* (Bolli). Vrchnú hranicu určuje objavenie sa druhu *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann) a vymretie globotrunkán. Túto zónu v zmysle detailného rozčlenenia na hypostratotype maastrichtu v Tunisku (A. — L. Maamouri et J. Salaj 1974) môžeme v študovanej oblasti akceptovať. Ide o tieto podzóny:

a) Podzóna *Rugotruncana gansseri — Racemiguembelina varians fructicosa*, v ktorej najväčšie zastúpenie dosahuje *Rugotruncana gansseri* (Bolli) a *Racemiguembelina varians fructicosa* (Egger).

b) *Racemiguembelina varians varians* s. s. V tejto podzóne sa popri spomínaných druhoch objavuje *Racemiguembelina varians varians* (Rzehak) a *Globotruncana stuarti* (Lapparent).

Podzóna *Abathomphalus mayaroensis*, definovaná pôvodne H. M. Bollim (1957, 1966) ako zóna, zodpovedá najvrchnejšej časti maastrichtu a je mimoriadne bohatá na foraminifery, spomínané už v predchádzajúcich podzónach, ku ktorým pristupuje druh *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).

Najvyšší maastricht reprezentuje nanoplanktónová zóna *Nephrolithus frequens*, ktorá zodpovedá foraminiferovej podzóne *Racemiguembelina varians varians* s. s. Definoval ju P. Čepek et W. W. Hay (1969) a predstavuje interval medzi prvým objavením sa druhu *Nephrolithus frequens*, po vymiznutie prevažnej väčšiny vrchnokriedových foriem. Druh *Tetralithus murus*, charakteristický pre najvrchnejší maastricht, nebol v študovaných profiloch zistený.

Spoločenstvá zóny *Nephrolithus frequens* sú zastúpené hlavne druhmi: *Ahmuellerella octoradiata* (Gorka) Reinhardt, *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Cretarhabdus conicus* Bramlette et Martini, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelskij, *Cribrosphaera laughtoni* (Black) Bukry, *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt, *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini, *Micula decussata* Vekshina, *Nephrolithus frequens* Gorka, *Podorhabdus* sp., *Vekshinella cruciata*

(Nöel) Shafik et Stradner, *Vekshinella crux* (Deflandre et Fert) Shafik et Stradner, *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Watznaueria biporta* Bukry, *Zygodiscus spiralis* Bramlette et Martini, *Zygolithus litterarius* (Gorka) Reinhardt.

Dán s. l.

Maastrichtské súvrstvie pozvoľne prechádza do dánu, ktorý tvoria sivé a červenkasté sliene a aleurolity. Najstaršou zónou dánu, a tým i paleocénu, je zóna *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis.* Definoval ju J. Salaj, K. Poźaryska et J. Szczechurová (1976) a je modifikáciou zóny *Globigerina eugubina* (H. P. Luterbacher et I. Premoli Silva 1964) a zóny *Globigerina taurica* (G. Morozova 1960). Jej hrúbka je asi 20 cm. Asociáciu foraminifér tejto zóny reprezentujú hlavne druhy *Globigerina taurica* Morozova, *Globigerina eobulloides* Morozova, *Globigerina tetragona* Morozova, *Globigerina pentagona* Morozova, *Globigerina sabina* Luterbacher et Premoli Silva, *Globigerina eugubina* Luterbacher et Premoli Silva, *Globigerina minutula* Luterbacher et Premoli Silva, *Globigerina fringa* Subbotina. *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann), *Guembelitria irregularis* Morozova, *Chiloguembelina vilcoxensis* (Cushman et Ponton), *Chiloguembelina crinita,* (Glaessner) a *Woodringina claytonensis* Loeblich et Tappan.

Na báze dánu spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu reprezentujú zónu *Markalius inversus* $NP_1$, ktorá zodpovedá najstaršej foraminiferovej zóne dánu, *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis.* Zóna *Markalius inversus,* definovaná E. Martinim (1970), reprezentuje interval medzi posledným výskytom druhu *Arkhangelskiella cymbiformis* a ostatných kriedových druhov po prvé objavenie sa druhu *Cruciplacolithus tenuis.* H. P. Mohler et W. W. Hay (1967) spodnú hranicu tejto zóny definujú prvým objavením sa druhu *Biantolithus sparsus.* Tento druh v spracúvanom materiáli nebol najdený. Druh *Arkhangelskiella cymbiformis,* a iné vrchnokriedové druhy boli zistené tak v tejto zóne, ako aj v nadložných zónach. Ide o preplavené formy.

Najcharakteristickejším znakom zóny *Markalius inversus* je masový výskyt druhu *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini a *Thoracosphaera operculata* Bramlette et Martini.

Nadložná foraminiferová zóna *Globigerina trinidadensis* pôvodne definovaná H. M. Bollim (1957), je tu chápaná v zmysle modifikácie J. Salaja, K. Poźaryskej et J. Szczechurovej (1976) s týmito podzónami:

a) Podzóna *Globigerina pseudobulloides.* Pôvodne ju stanovil H. Glintzboeckel (in A. Jazein 1957) a definoval M. Meijer (1969). Najpočetnejšími druhmi sú *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globigerina danica* Bang, *Globigerina trinidadensis* Bolli, emend. Salaj (J. Salaj 1974), *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann), *Chiloguembelina tri-*

*nidadensis* (Cushman et Renz), *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman) a *Chiloguembelina crinita* (Glassner).

b) Podzóna *Planorotalia compressa.* Pôvodne ju stanovil O. Samuel (1965) a O. Samuel et J. Salaj (1968) ako zónu *Globigerina compressa.* V tejto práci je chápaná v zmysle definície M. Meijera (1969) a J. Salaja, K. Pożaryskej et J. Szczechurovej (1976). Najhojnejšie sú zastúpené tieto druhy: *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Planorotalia compressa* (Plummer), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globigerina varianta* Subbotina a chiloguembeliny, reprezentované druhmi: *Chiloguembelina morsei* (Kline), *Chiloguembelina trinidadensis* (Cushman et Renz) a *Chiloguembelina wilcoxensis* (Cushman et Ponton). Pomerne značné zastúpenie dosahujú aglutinované foraminifery, z ktorých sa po prvý raz objavujú drobné jedince druhu *Hormosina ovulum* Grzybowski.

c) Podzóna *Turborotalia (Acarinina) incontans.* Pôvodne ju opísala N. N. Subbotina (1953) z kaukazskej elburganskej formácie a redefinoval ju J. Salaj (1974). Jej spodná hranica je určená prvým výskytom druhu *Turborotalia (Acarinina) inconstans* (Subbotina) a vrchná hranica je definovaná objavením sa druhu Globoconusa kozlowskii (Brotzen et Pożaryska).

Spoločenstvo foraminifér tejto podzóny je veľmi bohaté, zastúpené hlavne druhmi: *Turborotalia (Acarinina) inconstans inconstans* (Subbotina), *Turborotalia (Acarinina) inconstans trinidadensis* (Bolli) emend. Salaj, *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Planorotalia compressa* (Plummer), *Globigerina varianta* Subbotina, *Globigerina edita* Subbotina a *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann).

Nanoplanktonová zóna *Cruciplacolithus tenuis* $NP_2$ zodpovedá spodnejším častiam foraminiferovej zóny *Globigerina trinidadensis,* a to podzóne *Globigerina pseudobulloides,* čiastočne podzóne *Planorotalia compressa.* Definoval ju E. Martini (1970) ako interval medzi prvým výskytom druhu *Cruciplacolithus tenuis,* po prvé objavenie sa druhu *Chiasmolithus danicus.*

Spoločenstvá tejto zóny predstavujú hlavne druhy *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay et Mohler, *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini, *Thoracosphaera operculata* Bramlette et Martini a ojedinelé preplavené kriedové formy.

Najvyššou zónou dánu je zóna *Chiasmolithus danicus* $NP_3$ — E. Martini (1970). Predstavuje interval medzi prvým výskytom druhu *Chiasmolithus danicus* po prvý výskyt druhu *Ellipsolithus macellus.* Zodpovedá vyššej časti podzóny *Planorotalia compressa* a najvyššej podzóne dánu, podzóne *Turborotalia (Acarinina) inconstans.*

Spoločenstvá sú zastúpené hlavne druhmi *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) Hay et Mohler, *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan, *Lophodolithus* sp. a formami, ktoré reprezentovali podložnú zónu.

Uvádzané zóny a podzóny zodpovedajú dánu s. l. a sú porovnateľné s hypostratotypom dánu, definovaného v Tunisku (J. Salaj, K. Pożaryska et J. Szczechura

1976). V porovnaní so stratotypom dánu je tu naviac prítomná zóna *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis* a podzóna *Turborotalia (Acarinina) inconstans*, ktoré pre jeho transgresívny a regresívny (erózny) charakter tam nie sú prítomné (J. Salaj 1974).

Poznamenávame, že súvrstvie dánu v oblasti Hradiska je doteraz najlepšie faunisticky doložené súvrstvie v Západných Karpatoch vôbec. V oblasti Dolnej Polianky (Myjavská pahorkatina) je síce dán prítomný a niet pochybností o plynulej sedimentácii medzi kriedou a paleogénom (J. Salaj 1960a; O. Samuel et J. Salaj 1961). Treba však poznamenať, že po revízii spoločenstiev foraminifér dánu najvyššiu časť zóny *Globigerina trinidadensis*, t. j. podzónu *Turborotalia (Acarinina) inconstans* nemožno zatiaľ doložiť. Je možné, že litologicky ju už reprezentuje fácia lavicovitých organogénnych riasovo-koralových vápencov.

Mont s. l.

V oblasti vjv. od kóty Hradisko je montské súvrstvie v spodnej časti reprezentované prevažne červenými slieňmi, vo vrchnej časti sa nachádzajú sivé až tmavosivé piesčité sliene s úlomkami rífových vápencov a tmavosivé sliene s polohami karbonatických mikrokonglomerátov. Úlomky rífových vápencov sa po prvý raz objavujú vo vrchnej časti zóny *Globoconusa kozlowskii*.

V nadloží podzóny *Turborotalia (Acarinina) inconstans* sme preukázali prítomnosť foraminifér zóny *Globoconusa kozlowskii*, ktorú pôvodne definoval J. Salaj (1974) na hypostratotype paleocénu, navrhnutého za stratotyp morského tetýdneho paleocénu. Táto zóna je daná do vzťahu so spodným montom (J. Salaj, K. Pożaryska et J. Szczechura 1976) preto, že *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) bola nájdená aj na stratotype montu.

Spoločenstvo foraminifér zóny *Globoconusa kozlowskii*, zistené vo viacerých vzorkách, je mimoriadne bohaté na bentósne a planktonické foraminifery a na nanoplanktón. Je reprezentované hlavne druhmi: *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska), *Subbotina trivialis* (Subbotina), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globigerina pseudobulloides* Plummer, *Globigerina varianta* Subbotina, *Planorotalia compressa* (Plummer), *Turborotalia (Acarinina) inconstans inconstans* (Subbotina), *Turborotalia (Acarinina) inconstans trinidadensis* (Bolli) emend. Salaj a *Globigerina spiralis* (Bolli).

Nasledovnú zónu, ktorú dokumentoval pôvodne O. Samuel, K. Borza a E. Köhler (1972) ako zónu *Turborotalia (Acarinina) inconstans praecursoria* (tiež O. Samuel et J. Salaj 1968), premenoval J. Salaj (1974) z taxonomických a fylogenetických dôvodov na zónu *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. a v tomto zmysle je tu aj interpretovaná (tiež J. Salaj, K. Pożaryska et J. Szczechurová 1976). V spodnej časti tejto zóny okrem vyššie spomínaných foraminefér z predošlej zóny je tu prítomný druh *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* (Bolli), vo vyššej časti pristupuje druh *Turborotalia (Acarinina) praecursoria praecursoria* (Morozova).

Nanoplanktonovú zónu *Ellipsolithus macellus* $NP_4$ definoval E. Martini (1970) ako interval medzi prvým výskytom druhu *Ellipsolithus macellus* po prvé objavenie sa druhu *Fasciculithus tympaniformis*. Táto zóna svojím rozpätím zodpovedá dvom foraminiferovým zónam *Globoconusa kozlowskii* a *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l.

Vo vyššej časti zóny *Ellipsolithus macellus* s. l., na úrovni bázy zóny *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. bol zaznamenaný prvý výskyt druhu *Toweius craticulus*, čo umožňuje vyčleniť v zóne *Ellipsolithus macellus* s. l. novú podzónu *Toweius craticulus*, ktorá je vo vzťahu s foramineferovou zónou *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata*. Spodná hranica tejto podzóny je daná prvým výskytom druhu *Toweius craticulus*, vrchná je totožná s hornou hranicou zóny *Ellipsolithus macellus* s. l.

V spoločenstvách, ktoré predstavujú zónu *Ellipsolithus macellus* s. s. sú zastúpené tieto hlavné druhy: *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan) Sullivan, *Neochiastozygus concinnus* (Martini) Perch-Nielsen, *Cruciplacolithus subrotundus* Perch-Nielsen, *Ericsonia subpertusa* Hay et Mohler, ? *Toweius* sp. a druhy, ktoré sa vyskytujú v podložných zónach.

V podzóne *Toweius craticulus* boli zistené všetky druhy zóny *Ellipsolithus macellus* a druh *Toweius craticulus* Hay et Mohler, ktorý charakterizuje túto podzónu.

Zóna *Globorotalia angulata*, ktorú definovala pôvodne V. P. Alimarinová (1963), je tu tiež prítomná. Táto zóna bola v Západných Karpatoch začlenená do zóny *Globorotalia pusilla* (O. Samuel et J. Salaj 1968). Oprávnenosť používania zóny *Globorotalia angulata*, ako aj zóny *Globorotalia pusilla* je zrejmá z prác A. von Hillebrandta (1965), H. M. Bolliho (1966), J. Salaja, K. Požaryskej et J. Szczechurovej (1976) a ďalších. Spoločenstvo foraminifér tejto zóny tvoria predovšetkým tieto druhy: *Globorotalia angulata angulata* (White), *Turborotalia (Acarinina) praecursoria praecursoria* (Morozova), *Globorotalia esnaensis* Le Roy, *Turborotalia (Acarinina) intermedia* (Subbotina) a *Subbotina triloculinoides* (Plummer).

Vo vzťahu so spodnejšou časťou tejto zóny bola zistená nanoplanktonová zóna *Fasciculithus tympaniformis* $NP_5$ — W. W. Hay et H. P. Mohler (1967), ktorá zodpovedá zóne *Globorotalia angulata* a značnej časti vrchnopaleocénnej zóny *Globorotalia pusilla pusilla*. Predstavuje interval medzi prvým výskytom druhu *Fasciculithus tympaniformis* a prvým objavením sa druhu *Heliolithus kleinpelli*.

Spoločenstvá tvoria predovšetkým druhy, ktoré reprezentovali podložnú zónu *Ellipsolithus macellus* a druh *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler, ktorý je dokonalejšie vyvinutý vo vyšších častiach zóny ako v spodnejších.

Landén s. l.

Z hľadiska prioritného pre vrchný paleocén dávame prednosť používaniu termínu landén, ktorého stratotyp navrhol A. Dumont (1839, 1849) skôr ako stratotyp tanétu (E. Renevier 1873). Stratigraficky morský landén a tanét sú synonyma (cf. G. Bignot et Th. Moorkens 1975). Kontinentálne pieskovce vrchného landénu môžeme dávať viac-menej do vzťahu so zónou *Globorotalia velascoensis*.

V študovanej oblasti landén s. l. v slienitej fácii s polohami pieskovcov s *Operculina heberti* (Munier et Chalmas) a *Discocyclina seunesi* (Douvillé) je na báze reprezentovaný zónou *Globorotalia pusilla pusilla*. Táto zóna, ktorá je tu chápaná v zmysle definície H. M. Bolliho et W. A. Krasheninnikova (1974), je mimoriadne bohatá na planktonické, bentósne aglutinované i vápnité foraminifery. Z planktonických foraminifér majú dominantné postavenie druhy: *Globorotalia pusilla pusilla* Boli, *Globorotalia aequa* (Cushman et Renz), *Globigerina finlayi* Brönnimann, *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Turborotalia (Acarinina) intermedia* (Subbotina), *Turborotalia (Acarinina) esnaensis* (Le Roy), *Turborotalia (Acarinina) tadjikistanensis* (Bykova), *Globorotalia angulata angulata*(White), *Globorotalia angulata abundocamerata* Bolli.

Prvú zónu veľkých foraminefér s *Operculina heberti* a *Discocyclina seunesi* (cf. O. Samuel, K. Borza et E. Köhler, 1972) dávame súhlasne s D. Pajaudom et J. C. Plaziatom (1972) do vzťahu so spodným tanétom, v našom poňatí teda so spodným landénom a do vzťahu so zónou *Globorotalia pusilla pusilla*. Dôkazom pre toto tvrdenie je jednak skutočnosť, že prvá zóna veľkých paleocénnych foraminifér sa vyskytuje v nadloží zóny *Globorotalia angulata* (piesčité sliene s polohami organogénnych rífových vápencov bez veľkých foraminifér — Hričovské Podhradie, odkryv pri dome č. 12, cf. O. Samuel, K. Borza et E. Köhler 1972) a jednak na študovanom profile (medzi Hradiskom a kótou Na skale) operkulinové pieskovce s *Operculina heberti* sú v slieňoch s *Globorotalia pusilla pusilla* a v nadloží slieňov s *Globorotalia angulata*.

Z uvedeného je teda zrejmé, že veľké foraminifery v hričovsko-žilinskom vývine paleogénu začínajú sa objavovať už od bázy landénu a že v monte nie sú prítomné. Hranica medzi montom a landénom s. l. by teda prebiehala medzi zónou *Globorotalia angulata* a zónou *Globorotalia pusilla*, tak ako bola navrhnutá i medzi hypostratotypom montu s. l. a landénu s. l. v Tunisku (J. Salaj, K. Pożaryska et J. Szczechurová 1976).

Rozhranie planktonických foraminiferových zón *Globorotalia pusilla pusilla* a *Planorotalia pseudomenardii* reprezentuje nanoplanktónová zóna *Heliolithus kleinpelli* — $NP_6$. H. P. Mohler et W. W. Hay (1967) ju definovali ako interval od prvého výskytu druhu *Heliolithus kleinpelli* po prvý výskyt druhu *Discoaster gemmeus*. Spoločenstvá tejto zóny sú zastúpené hlavne druhmi *Heliolithus kleinpelli* Sullivan, *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, *Cruciplacolithus subrotundus* Perch-Nielsen, *Toweius craticulus* Hay et Mohler, *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan.

Vrchný paleocén (stredná a vrchná časť landénu s. l.), ktorý v študovanej oblasti zodpovedá značnému splytčeniu sedimentačného priestoru manínskej série, ako aj vynáraniu sa jej určitých častí a bradlového pásma, reprezentujú zóny *Planorotalia pseudomenardii* a *Globorotalia velascoensis*. Ich stanovenie nielen v študovanej oblasti ale všeobecne v Západných Karpatoch v dôsledku značného splytčenia naráža na ťažkosti. Môžeme iba potvrdiť, že bezprostredne nad zónou *Globorotalia pusilla pusilla* sa vzácne vyskytujú *Globorotalia marginodentata* Subbotina, *Planorotalia pseudomenardii* (Bolli) a *Globorotalia aequa* (Cushman et Renz). Je zrejmé, že ide o spodnú časť zóny *Planorotalia pseudomenardii* definovanej pôvodne H. M. Bollim (1957) ako zóna *Globorotalia pseudomenardii*. Jej vyššia časť je na planktónne foraminifery relatívne chudobná a obsahuje miestami preplavenú vrchnosenónsku mikrofaunu.

V rámci tejto zóny boli zistené bohaté nanoplanktónové zóny *Discoaster gemmeus* $NP_7$, *Heliolithus riedeli* $NP_8$ a báza zóny *Discoaster multiradiatus* $NP_9$.

Zóna *Discoaster gemmeus*, ktorá bola definovaná W. W. Hayom (1964) končí sa objavením druhu *Heliolithus riedeli*. Je zastúpená hlavne druhmi: *Discoaster gemmeus* Stradner, *Discoaster* cf. *trinus* Stradner, *Discoaster* sp., *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, *Neochiastozygus concinnus* (Martini) Perch-Nielsen, *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler, *Heliolithus kleinpelli* Sullivan. Zodpovedá spodnejšej časti zóny *Planorotalia pseudomenardii*.

Nadložná zóna *Heliolithus riedeli* zodpovedá vyššej časti zóny *Planorotalia pseudomenardii*. Je definovaná M. N. Bramlettom et F. R. Sullivanom (1961) ako interval medzi prvým výskytom druhu *Heliolithus riedeli* a prvým výskytom druhu *Discoaster multiradiatus*. Spoločenstvá tejto zóny sú zastúpené druhmi *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, *Heliolithus riedeli* Bramlette et Sullivan, *Heliolithus kleinpelli* Sullivan, *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette et Sullivan) Hay et Mohler, *Chiasmolithus bidens* (Bramlette et Martini) Hay et Mohler, *Discoaster gemmeus* Stradner.

Zóna *Discoaster multiradiatus* reprezentuje najvyššiu časť zóny *Planorotalia pseudomenardii* a značnú časť nasledovnej zóny *Globorotalia velascoensis*. Táto zóna, definovaná M. N. Bramlettom et F. R. Sullivanom (1961) začína objavením sa druhu *Discoaster multiradiatus* a končí prvým výskytom druhu *Marthasterites contortus*. Spoločenstvá sú tvorené hlavne druhom *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, ktorý je doprevádzaný druhmi *Coccolithus cavus* Hay et Mohler, *Chiasmolithus consuetus* (Bramlette et Sullivan) Hay et Mohler, *Neochiastozygus concinnus* (Martini) Perch-Nielsen, *Discoaster gemmeus* Stradner, *Discoaster nobilis* Martini, *Discoaster splendidus* Martini.

Vrchná časť landénu s. l. — až báza ilerdu zodpovedá zóne *Globorotalia velascoensis*, definovanej H. M. Bollim (1957). V asociáciách foraminifér popri netypických druhoch sa vyskytujú: *Globorotalia velascoensis* (Cushman), *Globorotalia aequa* (Cushman et Renz), *Globorotalia occlusa* Loeblich et Tappan a *Globorotalia acuta* Toulmin. Druh *Planorotalia pseudomenardii* (Bolli) nie je

Korelačná tabuľka planktonických foraminiferových a nanoplanktonických zón oporného profilu paleocénu Západných Karpát Slovenska

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Spodný eocén | ilerd | 9 | *Globorotalia edgari (= Glbr. simulatilis)* | NP 10 | *Marthasterites contortus* |
| Paleocén | landen s. l. | 8 | *Globorotalia velascoensis* | NP 9 | *Discoaster multiradiatus* |
| | | 7 | *Planorotalia pseudomenardii* | NP 8 | *Heliolithus riedeli* |
| | | | | NP 7 | *Discoaster gemmeus* |
| | | 6 | *Globorotalia pusilla* | NP 6 | *Heliolithus kleinpelli* |
| | | | | NP 5 | *Fasciculithus tympaniformis* |
| | mont s. l. | 5 | *Globorotalia angulata* | NP 4 | *Ellipsolithus macellus* / *Toweius craticulus* |
| | | 4b | *T. (A.) praecursoria praecursoria* | | |
| | | 4a | *T. (A.) praecursoria uncinata* s. s. | | |
| | | 3 | *Globoconusa kozlowskii* | | |
| | dán s. l. | 2c | *Turborotalia (Acarinina) inconstans* | NP 3 | *Chiasmolithus danicus* |
| | | 2b | *Planorotalia compressa* | | |
| | | 2a | *Globigerina pseudobulloides* | Np 2 | *Cruciplacolithus tenuis* |
| | | 1 | *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis* | NP 1 | *Markalius inversus* |
| vrchný maastricht | | | *Abathomphalus mayaroensis* | | *Nephrolithus frequens* |

v tejto zóne už prítomný. V nadloží zóny *Globorotalia velascoensis* vystupuje už asociácia foraminifér spodnoeocénnej zóny *Globorotalia edgari* definovanej H. M. Bollim et P. Premoli Silvom (1972), ktorá je ekvivalentná zóne *Globorotalia simulatilis* definovanej J. Salajom (1969).

Nanoplanktónová zóna, ktorá charakterizuje rozhranie paleocénu a eocénu, je zóna *Marthasterites contortus* $NP_{10}$. Začína sa v najvyššom paleocéne a reprezentuje najvyššiu časť zóny *Globorotalia velascoensis*. Definoval ju W. W. Hay (1964) ako interval od prvého výskytu druhu *Marthasterites bramletei* do posledného výskytu druhu *Marthasterites contortus*. Spoločenstvá tejto zóny charakterizujú druhy podložnej zóny, ku ktorým pristupuje *Marthasterites contortus* (Stradner). Najpočetnejšie je zastúpený druh *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel.

Členenie paleocénu na základe foraminifér a nanoplanktónu a ich vzájomný vzťah vyplýva z korelačnej tabuľky.

Eocénne asociácie foraminifér, ako aj nanoplankón, sú detailne zhodnotené v práci H. Bystrickej (1961, 1973) a v práci O. Samuela, K. Borzu et E. Köhlera (1972), na ktoré čitateľa odkazujeme.

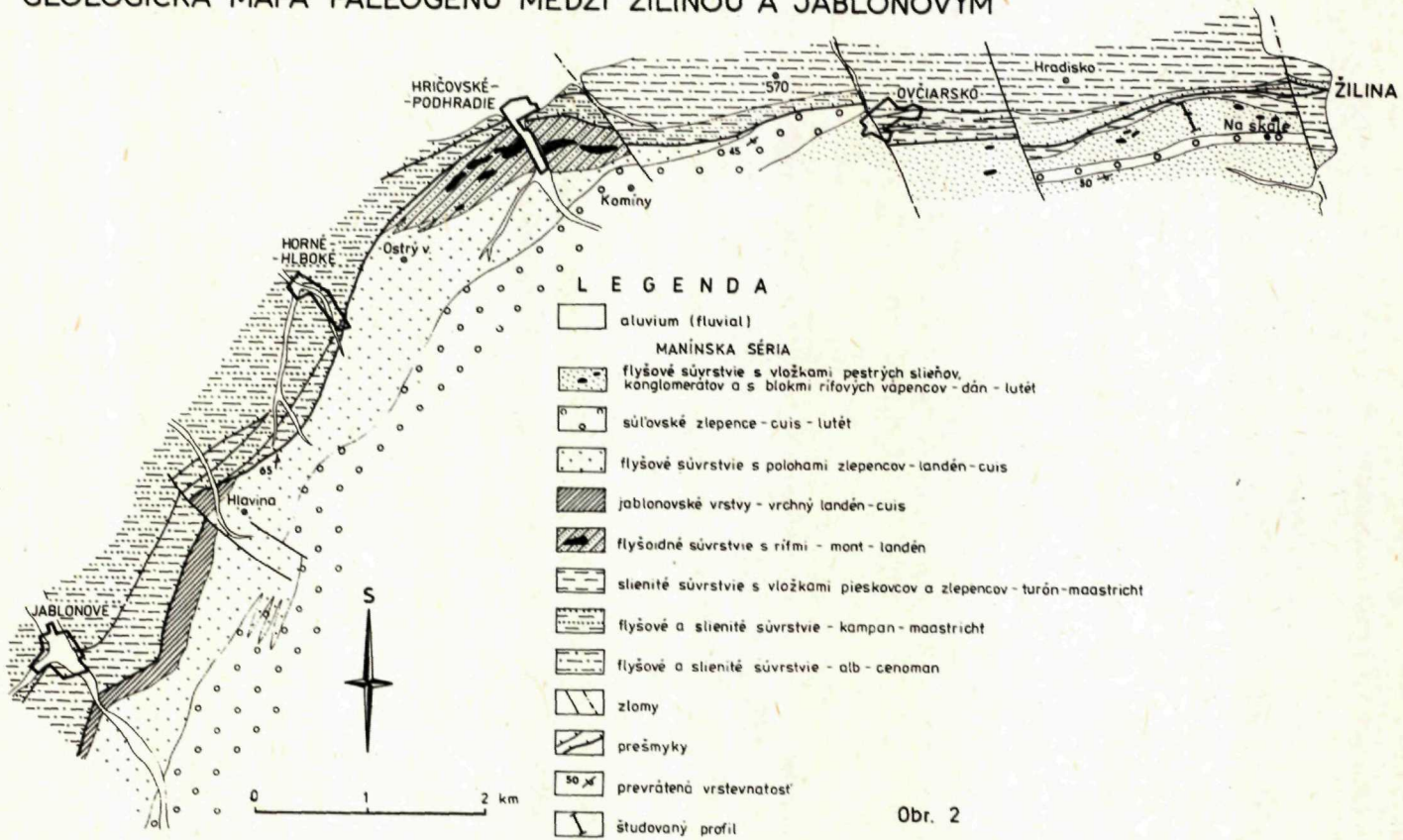
Záverom podotýkame, že popri slienitom vývine paleocénu hričovsko-žilinského vývoja paleogénu (D. Andrusov 1972), O. Samuel, K. Borza et E. Köhler (1972) tu vyčlenili ďalší flyšoidný vývoj s rífovými blokmi (mont — landén) a ilerdský flyš s polohami zlepencov, odpovedajúci najvrchnejšiemu paleocénu až spodnej časti spodného eocénu. Tento flyš postupne prechádza do regresívnych súľovských zlepencov spodného-stredného eocénu.

Najstarším preukázaným súvrstvím v tomto vývine sú piesčité sliene s polohami organogénnych lavicovitých rífových vápencov vystupujúcich pri Hričovskom Podhradí (pri dome č. 12) s chudobnou mikrofaunou zóny *Globorotalia angulata* (O. Samuel, K. Borza et E. Köhler 1972) a ktoré je na svojej báze v tektonickom styku s kriedou manínskej série (obr. 2).

V pruhu od Hričovského Podhradia smerom na jz. k Jablonovému najstarším paleocénnym súvrstvím sú podľa O. Samuela, K. Borzu et E. Köhlera (1972, str. 224) jablonovské vrstvy ilerdu. Tieto podľa týchto autorov tvoria jeho bázu „a celkový litologický charakter (zlepence, organogénne pieskovce) svedčí o ich transgresívnej povahe".

Mapovacie práce, ktoré sme v študovanom území vykonali, nás presvedčili, že charakter bázy tohto súvrstvia nie je transgresívny, ale tektonický a jeho rôzne členy sú v tektonickom styku s albsko-cenomanskými vrstvami manínskej série, ktoré sú vklinené medzi paleocénno-spodnoeocénne sedimenty na jednej strane a manínskym senónom na druhej strane. Najlepšie je tento tektonický vzťah pozorovateľný na IV. stupni kameňolomu pri Jablonovom (po pravej strane od Jablonového), kde najstaršie vrstvy alveolínových vápencov najvrchnejšieho paleocénu sú v jasnom tektonickom styku s cenomanským flyšom manínskej jednotky.

# GEOLOGICKÁ MAPA PALEOGÉNU MEDZI ŽILINOU A JABLONOVÝM




Obr. 2

Smerom k SV sa albsko-cenomanský pruh zužuje až úplne mizne, takže pozdĺž tektonickej línie (sávskeho veku), ktorá pokračuje až do Hričovského Podhradia (obr. 2) dochádza k zblíženiu dvoch tektonických šupín. V Hornom Hlbokom senón bez paleogénu na západnej strane tejto línie by predstavoval jednu šupinu, kým paleogén na druhej strane tvorí ďalšiu šupinu. Takto sa vytvára dojem, že maastricht prechádza plynule do paleogénu. Tektonická línia oddeľuje sliene najvrchnejšieho maastrichtu s *Abathomphalus mayaroensis* od operkulínových pieskovcov ilerdu, z ktorých O. Samuel, K. Borza et E. Köhler (1972) uvádzajú *Operculina semiinvoluta* Nemkov et Barchatova a *Discocyclina tenuis* Douvillé.

V Hričovskom Podhradí (2 km východnejšie) na južnej strane tejto tektonickej línie vystupujú ešte staršie sedimenty, a to vrchného montu s. l., ktoré patria zóne *Globorotalia angulata.*

Na základe litologického vývoja pričleňujeme kriedové sedimenty (flyšový alb a cenoman, flyšoidné súvrstvie turón — santón, sivé sliene kampán — maastricht s polohami pieskovcov a orbitoidných organodetritických vápencov) študovanej oblasti (J. Kysela 1975), a teda aj z neho sa postupne vyvýjajúce paleogénne súvrstvie (paleocén — stredný eocén = pribradlový paleogén F. Chmelík 1967, in Regionální geologie ČSSR II, díl II) v pruhu Žilina—Hričovské Podhradie k manínskej sérii*. Rovnako k nej priraďujeme aj flyšoidny vývoj mont-ilerdu s rífovými vápencami medzi Hričovským Podhradím a Jablonovým.

Je nepochybné, že v tejto oblasti sa účinky laramskej fázy prejavili, ale prikláňame sa k názoru, že jej nemožno pripisovať taký veľký význam ako jej prisudzoval D. Andrusov (1972) a O. Samuel, K. Borza et E. Köhler (1972). Jej účinky sú viazané na vynáranie bradlového pásma, ktoré ako archipel (J. Salaj 1962a, O. Samuel, K. Borza et E. Köhler 1972) oddeľovalo magurský sedimentačný priestor od manínskeho a kde sedimentácia bez prerušenia pokračovala až do stredného eocénu. Dôvodom pre tento názor je, že popri plynulej sedimentácii v slienitom vývoji (s polohami pieskovcov) je tu prítomnosť rífových úlomkov v slieňoch zóny *Globoconusa kozlowskii* a rífových blokov, ktoré ako olistolity sa po prvý raz objavujú v slieňoch zóny *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. Je teda zrejmé, že výrazné splytčenie, ktoré sa prejavilo v pruhu Hričovské Podhradie — Jablonové v priebehu tejto zóny poukazuje na to, že k vynáraniu a deštrukčnej činnosti už existujúcich rífov, lemujúcich južný okraj vynoreného bradlového pásma mohlo dôjsť až v priebehu sedimentácie slieňov, patriacej k zóne *Globoconusa kozlowskii* a k zóne *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l.

Treba poznamenať, že v oblasti Hradiska sme sa stretli aj s prejavom submarinnej erózie, kde nad slieňmi vrchného kampánu s *Globotruncana calcarata* (Cushman) konkordantne uložené ležia sliene landenu s. l. s *Globorotalia pusilla pusilla*, ktoré

* Nepatria sem sedimenty senónu bradlového pásma pri Žilinskej Lehote.

majú na báze glaukonitické, silne piesčité sliene až pieskovce (60 cm), demonštrujúce slabý prínos detritického materiálu a preplavenej mikrofauny maastrichtu až stredného paleocénu z blízkych vynorených zón. Je teda zrejmé, že sedimentácia počas dánu s. l. a montu s. l. v oblasti Hradiska sa prejavila na vyvýšenom podklade (haut fond) a má charakter kondenzovanej sedimentácie (malá mocnosť slieňov) so submarinnou eróziou, prítomnosťou glaukonitickej polohy, pričom k prerušeniu sedimentácie vôbec nedošlo. Z konkordantného uloženia vrstiev je zrejmé, že laramská fáza sa prejavila len vertikálnymi pohybmi.

Poznamenávame, že hričovsko-žilinský vývoj a makovecký vývoj paleogénu manínskej série (z ktorých posledne menovaný môže transgresívne ležať čiastočne už aj na manínskej sérii ale i na pienidných sériách) je svojím litologicko-stratigrafickým a geotektonickým vývojom značne odlišný jednak od paleogénu Myjavskej pahorkatiny (tektonicky zblížený s bradlovým pásmom) v nadloží senónu brezovského vývoja gosauskej kriedy (J. Salaj 1960a, 1962, O. Samuel et J. Salaj, 1961, 1963), ktorá mala pôvodný sedimentačný priestor jv. od manínskej série, a jednak od paleogénu bradlového pásma. Tento sa pozvoľne vyvíja z pestrých slieňov kriedy czorzstýnskej série. Znamená to, že v nadloží pestrých slieňov senónu sú vyvinuté buď pestré sliene paleocénu s planktonickými foraminiferami (V. Kantorová et A. Began 1958), alebo v nadloží jarmutskej fácie vrchného senónu sú vyvinuté pestré íly paleocénu s aglutinovanými foraminiferami (V. Kantorová et A. Began 1958: J. Salaj 1961).

Vychádzajúc z uvedených novozískaných poznatkov o stratigrafii vrchnej kriedy a paleogénu manínskej série (v chápaní autorov) sa javí otázka tektonických vzťahov medzi „manínskym príkrovom" a flyšovým pásmom odlišne, ako to interpretoval v poslednej koncepcii D. Andrusov (1972).

Konštatovanie neprerušenej sedimentácie v manínskej sérii až do eocénu podstatne mení jej funkciu pri formovaní laramíd. V každom prípade treba predpokladať, že jej presun do oblasti bradlového pásma sa uskutočnil až neskôr, za sávskych horotvorných pochodov.

Získané závažné poznatky o stratigrafii manínskej série majú podobne, ako v Myjavskej pahorkatine (J. Salaj 1966), svoj dosah aj pre perspektívnosť manínskej zóny z hľadiska akumulácie živíc.

Do tlače odporučil O. Samuel.

## Literatúra

ALLIMARINOVÁ, V. P. 1963: Nekotorye osobennosti razvitija planktonnich foraminifer v svjazi s zonalnim razčlenenijem nižnego palogena severnogo Kavkaza. Voprosy mikropaleontologii 7, Moskva, 158—198.

ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. 4—5, Práce Št. geol. Úst. 13, Bratislava, 1—176.

ANDRUSOV, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (Zone des Klippes pienines, Carpates occidentales, Slovaquie). Geol. Zborn. 23, 2, Bratislava, 227—237.

BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—103.

BIGNOT, G. — MOORKENS, Th. 1975: Position relative de l'Ilerdien et de plusieurs autres étages par rapport à quelques microbiozonations. Bull. Soc. geol. France, t 17, 2, Paris, 208—212.

BOLLI, H. M. 1957: The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad. B. W. I., U. S. Nat. Mus.Bull. 215, Washington, 51—60.

BOLLI, H. M. 1966: Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic Foraminifera. Mitt. Geol. Inst. Eingenössich Tech. Hochschule Univ. Zürich, N. F. 55, pls. 1—4, Zürich, 1—26.

BOLLI, H. M. — KRASNENINNIKOV, V. A. 1974: Problems in Neogene and Paleogene correlations based on planktonic foraminifera. Third Planktonic Conference, Kiel 1974

BRAMLETTE, M. N. — SULLIVAN, F. R. 1961: Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California. Micropaleontology 7/2, Tab. 1—14, New York, 129—188.

BYSTRICKÁ, H. 1961: Die Mikrofauna der bunten Schichten des Beckens von Žilina. Acta geol. geogr. Univ. Comen, Geologica, 5, Bratislava, 109—176.

BYSTRICKÁ, H. 1973: Paläozäne Nannoplankton — Zonen in dem slowakischen Teil der West-Karpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 24,2, Bratislava, 375—383.

ČEPEK, P. — HAY, W. W. 1969: Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. Transactions Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc., 19, 323—336.

DUMONT, A. 1839: Rapport sur les travaux de la carte géologique en 1839, avec une carte géologique des environs de Bruxelles. Bull. Acad. Roy. Belg. 6, 2, Bruxelle, 464—485.

DUMONT, A. 1849—1850: Rapport sur la carte géologique du Royaume. Bull. Acad. Roy. Belg. 16, 2, Bruxelle, 351—373.

HAY, W. W. 1964: Utilisation stratigraphique des discoasterides pour la zonation du Paléocene et l'Eocene inférieur. Mem Bur. Rech. geol. min. 28, Paris, 885—889.

HAY, W. W. — MOHLER, H. P. 1967: Calcareous nannoplankton from early tertiary rocks at Pont Labau, France. J. Pal. 41, 6, 1505—1541.

HILLEBRANDT, A. 1965: Foraminiferen. Stratigraphie in Alttertiär von Zummays (Provinz Guipuzcoa NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys Gebieten. Bayer. Akad. Wiss. Natur. Kl. Abh., N. F. 123, Müchen, 1—62.

CHMELÍK, F. 1967: Paleogén centrálních Karpat. In: T. BUDAY et. kol.: Regionální geologie ČSSR, Díl 2. Západní Karpaty, 2, Praha, 287—382.

JAUZEIN, A. 1957: Notice explicative de la feuille géologique au 1/50 000 de Ber M'Scherga. N° 28. Publ. Serv. Géol. Tunis.

KANTOROVÁ, V. — BEGAN, A. 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. Geol. Práce, Správy 14, Bratislava, 107—117.

KAPELLOS, CH. 1973: Biostratigraphie des Gurnigelflysches. Das Nannoplankton des Gurnigelflysches (Schweiz) und des Profils von Bakhchisarai (Krim), Scheweiz. Paläont. Abh., 96, 39, Basel, 101—127.

KÖHLER, E. 1960: Les Orbitoides crétacés de la zone des Klippes de la vallé du Váh. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 11/1, Bratislava, 67—82.

KYSELA, J. 1975: Stratigrafia a tektonika bradlového pásma medzi Žilinou a Hričovským Podhradím. Rigor. práca PFUK. Archív Geofondu, Bratislava

LUTERBACHER, H. P. — PREMOLI SILVA, I. 1964: Biostratigrafia del limite Cretaceo-Tertiato nell' Appennini Centrale. Riv. ital. Paleont., 70, 1, Milano, 67—128.

MAAMOURI, A. L. — SALAJ, J. 1974: Les Ventilabrellinae et famille des Heterohelicidae, Cushman. 1927 emend. Les Actes du VI[e] Colloque Africain de Micropal. (in print.). Tunis.

MARTINI, E. 1970: Standard Tertiary and Quaternary calcareous a nannoplankton zonation. Proceedings of the II. Planktonic Conf. 2, Roma, 739—777.

MEIJER, M. 1969: Les Foraminiferes planctoniques de Tuffeau de Ciply (stratotype), leur signification bio- et chronostratigraphique. Proc. 1 th. Int. Conf. Planct. Microfoss. Geneva 1967, 2, Leiden, 414—419.

MOROZOVA, V. G. 1960: Zonalnaja stratigrafija datsko-montskych otloženij SSSR i granica mela s paleogenom. Int. Geol. Congr. 21, Rep. Sov. geol. 5, Kopenhagen, 85—100.

MOHLER, H. P. et HAY, W. W. 1967: Zonation of the Paleocene — Lower Eocene interval. Trans. Gulf. Coast. Assoc. Geol. Soc., 17, 432—437.

NOËL, D. 1970: Coccolithes crétacés. La craie campanienne du Bassin de Paris. Editions du Centre National Rech. Scient., 48, Paris, 1—129.

PAJAUD, D. — PLAZIAT, J. C. 1972: Brachiopodes thanétiens du synclinal Sud-Cantabrique au S-E de Vitoria (Pays Basque Espanol). Etude systematique et interprétation paléoécologique. Extrait du Bull. Soc. Hist. Nat. T. 108, fasc. 3—4, 2 pls., Toulouse, 446—473.

PERCH — NIELSEN, K. 1968: Der Feinbau und die Klassification der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. K. Danske Videnskaberns Selskab, Biol., Skifter 16, 32 taf. Kobenhavn, 1—96.

PERCH — NIELSEN, K. 1970: Dursicht tertiärer Coccolithen. Proceedings of the II. Plankt. Conf. 2, Roma 939—975.

PREMOLI SILVA, I. — BOLLI, H. M. 1973: Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 sites in the Caribbean Sea. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (U. S. Government Office), 15, Washington, 499—547.

RENEVIER, E. 1873: Tableau des terrains sédimentaires représentant les époques de la phase organique. Bul. Soc. vaud. Sci. natur., 12, 71, tabl.

SALAJ, J. 1960a: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 18, Bratislava, 119—130.

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

SALAJ, J. 1962a: Mikrobiostratigrafia dánu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 24, Bratislava, 199—204.

SALAJ, J. 1962b: Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1:50 000). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava

SALAJ, J. 1962c: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). Kand. dizert. práca, PFUK, Praha.

SALAJ, J. 1966: O možnostiach výskytu ropy v mezozoiku Západných Karpát. Geol. průzkum 12, Praha, 414—416.

SALAJ, J. 1969: Zones planctoniques du Crétacé et du Paléogene de Tunisia. Proc. 1 st. Int. Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967, Leiden, 588—593.

SALAJ, J. 1974: Proposition pour des hypostratotypes du Danien et du Paleocene (localité type de la formation El Haria, Le Kef, Tunisie septentrionale). Notes Serv. géol. Tunis, 41, Tunis, 91—100.

SALAJ, J. — POŹARYSKÁ, K. — SZCZECHUROVÁ, J. 1976: Foraminiferida, zonation and subzonation of the Paleocene of Tunisia. Acta paleont. pol., 21/2, pls. 1—27, Warszawa, 127—190.

SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra pls. 1—48, Bratislava, 1—292.

SAMUEL, O. 1965: Die Zonengliederung des Westkarpatischen Paleogen auf Grund der planktonischen Foraminiferen. Geol. Práce, Správy 37, Bratislava, 183—198.

SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59, Bratislava.

SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER. E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathian). Geol. Úst. D. Štúra, 180 pls. Bratislava, 1—246.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii dán-paleocénu. Geol. Zborn. 12/2, pls. 1—2, Bratislava, 165—174.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1962: Stratigrafia centrálnokarpatského paleogénu a jeho vzťah k bradlovému pásmu. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. Geol. Zborn. 14, 1, Bratislava, 149—163.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, pls. 1—31, Bratislava, 1—232.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh Riverside (West Carpathians). Geol. Zborn. 18/1, Bratislava, 125—132.

SUBBOTINA, N. N. 1953: Globogerinidy, Hantkenidy i Globorotaliidy. Iskopaemye foraminifery SSSR. Tr. VNIGRI, n. s. 76, 296, Gostoptechinizdat. Leningrad—Moskva.

J. Salaj, J. Kysela, V. Gašpariková et A. Began

## Le Danien de la série de Manín de l'Ouest de Žilina et la question de plissement laramique

Résumé

Dans la région de la côte de Hradisko près de Žilina au dessus des assises du Maastrichtien supérieur à *Abathomphalus mayaroensis* et au dessous des couches à *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. on a prouvé 1' existence des assises du Danien s. l. et du Montien inférieur sous faciès des marnes.

Les assises du Crétacé supérieur entre Jablonové et Žilina ont été inclues par D. Andrusov (1945) dans la zone des klippes. Plus tard O. Samuel, K. Borza et E. Köhler (1972) y ont inclu les assises du Palégène dont la plus ancienne zone a été interpretée comme la zone à *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. 1. (= zone à *Turborotalia (Acarinina) inconstans praecursoria*, cf. O. Samuel, K. Borza et E. Köhler 1972). Dans cette région nous avons prouvé que la sedimentation entre le Crétacé et le Paléogène est continue et que le Crétacé supérieur est représenté surtout par les faciès flyschoides caractéristiques pour la série de Manín. Cela nous permet de placer le Crétacé et le Paléogène de la région en question dans la série de Manín s. str.

La stratigraphie du Danien s. l. (Paléocène inférieur) et du Montien s. l. (Paléocène moyen) est besée sur les foraminifères planctoniques et des nannofossiles. Dans le Danien s. l. ont été reconnues les zones suivantes: la zone à *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis* qui équivaut à la zone à Markalius inversus $NP_1$; la zone à *Globigerina trinidadensis* avec les sous-zones: à *Globigerina pseudobulloides*, à *Planorotalia compressa* et à *Turborotalia (Acarinina) inconstans*. Les nannofossiles de la zone à *Cruciplacolithus tenuis* $NP_2$ se trouvent dans la sous-zone à *Globigerina pseudobulloides* et dans la partie inférieure de la sous-zone à *Planorotalia compressa*, tandis que les associations de nannofossiles de la zone à *Chiasmolithus danicus* se trouvent dans la partie supérieure de la sous-zone à *Planorotalia compressa* et dans la sous-zone à *Turborotalia (Acarinina) inconstans*.

Dans le Montien s. l. ont été reconnues les zones et sous-zones suivantes: la zone à *Globoconusa kozlowskii*, la zone à *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. l. avec la sous-zone à *Turborotalia (Acarinina) praecursoria uncinata* s. str. et avec la sous-zone à *Turborotalia (Acarinina) praecursoria praecursoria* et la zone à *Globorotalia angulata*. Les deux premières zones correspondent à la zone à *Ellipsolithus macellus* s. l., tandis que la dernière, la zone à *Globorotalia angulata* correspond à la zone à

*Fasciculithus tympaniformis* p. p. La présence de *Toweius craticulus* Hay et Mohler dans la zone à *Turborotalia (Acarinina) praecursoria praecursoria* depuis sa base a permis aux auteurs de subdiviser la zone à *Ellipsolithus macellus* s. l. comme il suit: la sous-zone à *Ellipsolithus macellus* s. str. correspondant à la zone à *Globoconusa kozolowskii* et à la nouvelle sous-zone à *Toweius craticulus* dont la limite inférérieure est définie par l'apparition de *Toweius craticulus* Hay et Mohler tandis que la limite supérieure correspond à la définition de la limite supérieure de la zone à *Ellipsolithus macellus*. Cette nouvelle sous-zone correspond à la zone à *Turborotalia (Acarinina) precursoria uncinata* s. l.

Etant donné que l' apparition de *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) s'est produite dans la zone à *Ellipsolithus macellus* s. l. dont le fossile index *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan) est inconnu dans le Danien s. str. (le stratotype) ainsi que dans la sous-zone à *Turborotalia (Acarinina) inconstans* inclue dans le Danien s. l. (=l'hypostratotype du Danien, cf J. Salaj, K. Pożaryska et J. Szczechura 1976); il est évident que le Danien s. l. et le Montien s. l. doivent être reconnues comme deux étages indépendants l'un de l'autre (J. Salaj, K. Pożaryska, J. Szczechura l. c.).

Pour le Paléocène supérieur nous préferons utiliser terme du Landénien de A. Dumont (1839) emend. 1849 au lieu du terme du Thanétien de E. Renevier (1878). Les laps du temps le Landénien et le Thanétien sont synonymes (cf. G. Bignot et Th. Moorkens 1975, p. 210). Mais tenant compte que dans le Landénien sont comprises aussi les assises continentales qui se trouvent entre le Landénien marin (= landénien s. s.) ou bien du Thanétien et l'Ilerdien il est plus logique d'utiliser pour la période du Paléocène supérieur en accord avec A. von Hillebrandt (1965) le terme du Landénien s. l. introduit par J. Salaj, K. Pożaryska et J. Szczechura (1976) également pour l'hypostratotype du Paléocène supérieur.

Dans la zone à *Globorotalia pusilla pusilla* (correspondante à la partie supérieure de la zone à *Fasciculithus tympaniformis* et à la partie inférieure de la zone à *Heliolithus kleinpelli*) que répresentent la première zone du Landénien s. l. on trouve pour la première fois aussi dans les Carpates occidentales la zone des grandes foraminifères à *Operculina heberti — Discocyclina seunesi* (cf. aussi A. von Hillebranst 1965), étudieé en détail par O. Samuel, K. Borza et E. Köhler (1972).

La zone à *Planorotalia pseudomenardii* étant très pauvre en ce qui concerne le contenu des foraminifères planctoniques, est bien déterminée à sa base. On y a trouvé *Globorotalia marginodentata* (Subbotina), *Globorotalia velascoensis* Rey et *Planorotalia pseudomenardii* (Bolli). Sa partie supérieure n'a pas les fossiles index. Par contre cette zone est bien prouvée par les nannofossiles. On y a reconu succesivement: la partie supérieure de la zone à *Heliolithus kleinpelli*, la zone à *Discoaster gemmeus*, le zone à *Heliolithus riedeli* et la base de la zone à *Discoaster multiradiatus*.

La zone à *Globorotalia velascoensis* est prouvée sur la base des associations des foraminifères et surtout sur la base de nannofossiles. Il s'agit de la zone à *Discoaster radiatus* et de la base de la zone à *Marthasterites contortus*. Cette dernière zone correspond déjà à l'Eocéne inférieur. La limite supérieure de la zone à *Globorotalia velascoensis* est bien déterminée à base d'apparition de *Globorotalia* edgari Premoli Silva et Bolli caracterisant la zone à *Globorotalia edgari* de I. Premoli Silva et H. M. Bolli (1973). Cette zone est equivalente à la zone à *Globorotalia simulatilis* de J. Salaj (1969). Si l'espèce type de *Globorotalia simulatilis* (Schwager) est la même que l'espèce type de *Globorotalia edgari* Premoli Silva et Bolli, dans ce cas la zone à *Globorotalia edgari* doit être le symonyme de la zone à *Globorotalia simulatilis*.

Notons que cette zonation planctonique présentée est faite sur la coupe des marnes situées sur la pente de la côte de Hradisko (cf. fig. 1,2) près de Žilina. Nous proposons de la considerer comme la coupe de réference pour le Danien s. l., le Montien s. l. et le Landénien s. l. des Carpates occidentalies de la Slovaquie.

En ce qui concerne l'interpretation tectonique l'importance de la zone de Manín en conséquence de la sédimentation continue entre le Crétacé et le Paléocène est essentiellement changée au cours de la formation de laramide. Il faut donc supposer que le charriage de l'unité de Manín dans la zone de klippes s'est produit plus tard, c'est à dire au cours des mouvements tectoniques apparténant à la phase de save.

Traduit par J. Salaj.

Vysvetlivky k tabuľkám VII—XVI:

Mikrofotografie boli urobené pomocou Scanning microscope JSM-$U_3$ v GÚDŠ Bratislava (foto M. Švec a K. Šebor)

Tabuľka VII

1 — *Globigerina tetragona* Morozova × 350
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Zóna *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis.* Dán.
2 — *Globigerina sabina* Luterbacher et Premoli Silva × 450
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.
3 — *Globigerina sabina* Luterbacher et Premoli Silva × 300
N° PZ-6-4. Hradisko. Zóna *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis.*
4 — *Globigerina tetragona* Morozova × 350
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.
5 — *Globigerina tetragona* Morozova × 2000
detail
6 — *Globigerina danica* Bang × 324
N° PZ-6-4. Hradisko. Spodný dán.
7 — *Globigerina minutula* Luterbacher et Premoli Silva × 300
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.
8 — *Globigerina minutula* Luterbacher et Premoli Silva × 2000
detail
9 — *Globigerina fringa* Subbotina × 300
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.
10 — *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann) × 450
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán
11 — *Globoconusa daubjergensis* Brönnimann) × 1500
detail
12 — *Globigerina tetragona* Morozova × 350
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.

Tabuľka VIII

1 — *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann) × 400
N° PZ-6-4. Hradisko. Zóna *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis.* Spodný dán.
2 — *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann) × 2500
detail
3 — *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann) × 400
N° PZ-6-4. Hradisko, Spodný dán.
4 — *Globoconusa daubjergensis* (Brönnimann) × 400
N° PZ-6-4. Hradisko. Spodný dán.
5 — *Globigerina sabina* Luterbacher et Premoli Silva × 400
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.
6 — *Globigerina sabina* Luterbacher et Premoli Silva × 450
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Zóna *Globigerina taurica — Globoconusa daubjergensis.* Spodný dán.
7 — *Globigerina eugubina* Luterbacher et Premoli Silva × 400
N° PZ-6-3-0,75. Hradisko. Spodný dán.
8 — *Globigerina minutula* Luterbacher et Premoli Silva × 350
N° PZ-6-4. hradisko. Spodný dán.

9 — *Globigerina varianta* Subbotina × 200
N° PZ-6-4-0,50. Hradisko. Podzóna *Globigerina pseudobulloides*. Spodný dán.
10 — *Subbotina trivialis* Subbotina × 200
N° PZ-6-4-0,50. Hradisko. Spodný dán.
11 — *Subbotina trivialis* Subbotina × 250
N° PZ-6-4-0,50. Hradisko. Spodný dán.
12 — *Globigerina pseudobulloides* Plummer × 225
N° PZ-6-4-0,50. Hradisko. Spodný dán.

Tabuľka IX

1 — *Globigerina danica* (Bang) × 175
N° PZ-6-4-0,50. Hradisko. Podzóna *Globigerina pseudobulloides*. Spodný dán.
2 — *Planorotalia compressa* (Plummer) × 200
N° PZ-6-5-0,50. Hradisko. Podzóna *Planorotalia compressa*. Vrchný dán.
3 — *Planorotalia compressa* (Plummer) × 200
N° PZ-6-5-0,50. Hradisko. Vrchný dán.
4 — *Globigerina spiralis* Bolli × 175
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
5 — *Turborotalia (Acarinina) inconstans inconstans* (Subbotina) × 120 N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
6 — *Globigerina pseudobulloides* Plummer × 120
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
7 — *Turborotalia (Acarinina) inconstans inconstans* (Subbotina) × 110
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
8 — *Turborotalia (Acarinina) inconstans inconstans* (Subbotina) × 130
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
9 — *Globigerina trinidadensis* Bolli × 130
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
10—11 — *Globigerina trinidadensis* Bolli × 120
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
12 — *Globigerina spiralis* Bolli × 250
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.

Tabuľka X

1 — *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) × 300
N° Px-7. Hradisko. Zóna *Globocunusa kozlowskii*. Spodný mont.
2 — *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) × 400
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
3 — *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) × 350
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
4 — *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) × 400
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
5 — *Globoconusa kozlowskii* (Brotzen et Pożaryska) × 400
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
6 — *Globigerina spiralis* Bolli × 200
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.

7 — *Subbotina trivialis* Subbotina × 200
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
8 — *Subbotina trivialis* Subbotina × 200
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
9 — *Globigerina* n. sp. × 175
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
10 — *Globigerina trinidadensis* Bolli × 130
N° Px-7. Hradisko. Spodný mont.
11 — *Globigerina trinidadensis* Bolli × 1500
detail
12 — *Globigerina spiralis* Bolli × 200
N° Px-7. Hradisko.

Tabuľka XI

1 — *Planorotalia pseudomenardii* (Bolli) × 140
N° Pc-10. Hraedisko. Zóna *Planorotalia pseudomenardii*. Landén.
2 — *Globorotalia marginodentata* Subbotina × 110
N° Pc-12. Hradisko. Zóna *Globorotalia velascoensis*. Landén.
3 — *Globorotalia velascoensis parva* Rey × 110
N° Pc-10. Hradisko
4 — *Globorotalia marginodentata* Subbotina ×80
N° Pc-14. Hradisko. Zóna *Globorotalia edgari*. Spodný eocén.
5 — *Globorotalia aequa* (Cushman et Renz) × 90
N° Pc-12. Hradisko.
6 — *Globorotalia simulatilis* (Schwager) × 90
N° Pc-14. Hradisko.
7 — *Globorotalia edgari* Premoli Silva et Boli × 60
N° Pc-14. Hradisko.
8 — *Globorotalia edgari* Premoli Silva et Bolli × 150
detail.
9 — *Globorotalia lensiformis* Subbotina × 80
N° Pc-14. Hradisko
10 — *Globorotalia* aff. *rex* Bolli — primitívna forma × 60
N° Pc-14. Hradisko.
11 — *Globorotalia edgari* Bolli × 50
N° Pc-14. Hradisko
12 — *Globorotalia edgari* Bolli × 70
N° Pc-14. Hradisko

Tabuľka XII

1 — *Ahmullerella octoradiata* (Gorka) Reinhardt × 6000
distálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens*.
Vrchný maastricht.
2 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina × 4000
proximálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens*.
Vrchný maastricht.
3 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina × 3500
distálna strana

N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

4 — *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini × 5000
distálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

5 — *Cretarhabdus conicus* Bramlette et Martini × 7000
proximálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

6 — *Cribrosphaera laughtoni* (Black) Bukry × 5000
proximálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

7 — *Eiffelithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt × 5000
distálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

8 — *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini × 4500
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

9 — *Nephrolithus frequens* Gorka × 5000
proximálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

10 — *Nephrolithus frequens* Gorka × 4500
distálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

11 — *Watznaueria biporta* Bukry × 4500
proximálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

12 — *Vekshinella cruciata* (Noël) Shafik et Stradner x 5000
distálna strana
N° KPK-1,75. Hradisko. Zóna *Nephrolithus frequens.*
Vrchný maastricht.

Tabuľka XIII

1 — *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini × 6000
proximálna strana
N° KPK-2,75. Hradisko. Zóna *Markalius inversus.* Spodný dán.

2 — *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini × 5000
distálna strana
N° KPK-2,75. Hradisko. Zóna *Markalius inversus.* Spodný dán.

3 — *Podorhabdus* sp. × 4500
profil
N° KPK-3,75. Hradisko. Zóna *Markalius inversus.* Spodný dán.

4 — *Thoracosphaera operculata* Bramlette et Martini × 2500
N° KPK-2,75. Hradisko. Zóna *Markalius inversus*. Spodný dán.
5 — *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen × 6000
distálna strana
N° KPK-3,75. Hradisko Zóna *Markalius inversus*. Spodný dán.
6 — *Zygolithus diplogrammus* Deflandre × 4000
distálna strana
N° KPK-3,75. Hradisko. Zóna *Markalius inversus*. Spodný dán.
7 — *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay et Mohler × 10 000
proximálna strana
N° KPK-4,75. Hradisko. Zóna *Cruciplacolithus tenuis*. Dán.
8 — *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay et Mohler × 10 000
distálna strana
N° KPK-4,75. Hradisko. Zóna *Cruciplacolithus tenuis*. Dán.
9 — *Markalius* sp. × 5000
distálna strana
N° KPK-4,75. Hradisko. Zóna *Cruciplacolithus tenuis*. dán.
10 — *Vekshinella crux* (Deflandre et Fert) Shafik et Stradner × 10 000
proximálna strana
N° KPK-4,75. Hradisko. Zóna *Cruciplacolithus tenuis*. Dán.
11 — *Vekshinella crux* (Deflandre et Fert) Shafik et Stradner × 10 000
distálna strana
N° KPK-4,75. Hradisko. Zóna *Cruciplacolithus tenuis*. Dán
12 — *Zygodiscus spiralis* Bramlette et Martini × 5000
distálna strana
N° KPK-4,75. Hradisko. Zóna *Cruciplacolithus tenuis*. Dán.

Tabuľka XIV

1 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler × 5000
distálna strana
N° KP-3,75. Hradisko. Zóna *Chiasmolithus danicus*. Dán.
2 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler × 5000
proximálna strana
N° KP-3,75. Hradisko. Zóna *Chiasmolithus danicus*. Dán.
3 — *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) Hay et Mohler × 6000
distálna strana
N° KP-3,75. Hradisko. Zóna *Chiasmolithus danicus*. Dán.
4 — *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) Hay et Mohler × 4500
distálna strana
N° KP-2,75. Hradisko. Zóna *Chiasmolithus danicus*. Dán.
5 — *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) Hay et Mohler × 5000
proximálna strana
N° KP-5,75. Hradisko. Zóna *Chiasmolithus danicus*. Dán.
6 — *Lophodolithus* sp. × 5000
proximálna strana
N° KP-5,75. Hradisko. Zóna *Chiasmolithus danicus*. Dán.
7 — *Ellipsolithus macellus* (Bramlette et Sullivan) Sullivan × 6000
N° KP-9,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus*. Spodný mont.

8 — *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini × 4250
proximálna strana
N° KP-9,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus*. Spodný mont.

9 — *Markalius* sp. × 7000
distálna strana
N° KP-11,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus*. Spodný mont.

10 — *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan × 5000
distálna strana
N° KP-12,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus*. Spodný mont.

11 — *Neochiastozygus* cf. *concinnus* (Martini) Perch-Nielsen × 8000
proximálna strana
N° KP-12,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus*. Spodný mont.

12 — ? *Toweius* sp. × 10 000
proximálna strana
N° KP-12,75. Hradisko Zóna *Ellipsolithus macellus*. Spodný mont.

Tabuľka XV

1 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler × 5000
distálna strana
N° KP-20,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

2 — *Coccolithus cavus* Hay et Mohler × 4000
proximálna strana
N° KP-20,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

3 — *Cruciplacolithus* cf. *subrotundus* Perch-Nielsen × 6000
distálna strana
N° KP-27,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

4 — *Cruciplacolithus subrotundus* Perch-Nielsen × 6000
proximálna strana
N° KP-20,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

5 — *Ericsonia subpertusa* Hay et Mohler × 5000
distálna strana
N° KP-27,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

6 — *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) Hay et Mohler × 7000
distálna strana
N° KP-20,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

7 — *Markalius inversus* (Deflandre) Bramlette et Martini × 6000
proximálna strana
N° KP-20,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

8 — *Toweius craticulus* Hay et Mohler × 5000
proximálna strana
N° KP-20,75. Hradisko Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

9 — *Toweius craticulus* Hay et Mohler × 5000
proximálna strana
N° KP-27,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

10 — *Toweius craticulus* Hay et Mohler × 5000
distálna strana
N° KP-27,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

11 — *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan × 6000
distálna strana
N° KP-27,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

12 — *Zygodiscus sigmoides* Bramlette et Sullivan × 4000
profil
N° KP-27,75. Hradisko. Zóna *Ellipsolithus macellus* s. s., podzóna *Toweius craticulus*. Stredný mont.

Tabuľka XVI

1 — *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler × 3500
N° M-6. Hradisko. Zóna *Fasciculithus tympaniformis*. Vrchný mont.

2 — *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler × 5000
profil
N° M-10. Hradisko. Zóna *Fasciculithus tympaniformis*. Vrchný mont.

3 — *Heliolithus cantabriae* Perch-Nielsen × 5000
N° Pc-$x_1$. Hradisko. Zóna *Heliolithus kleinpelli*. Spodný landén.

4 — *Heliolithus kleinpelli* Sullivan × 3250
N° Pc-$x_1$. Hradisko. Zóna *Heliolithus kleinpelli*. Spodný landén.

5 — *Heliolithus kleinpelli* Sullivan × 3000
N° Pc-$x_1$. Hradisko. Zóna *Heliolithus kleinpelli*. Spodný landén.

6 — *Discoaster* cf. *binodosus* Martini × 4250
distálna strana
N° Pc-$x_2$a. Hradisko. Zóna *Discoaster gemmeus*. Stredný landén.

7 — *Discoaster* sp. × 4250
distálna strana
N° Pc-$x_2$a. Hradisko. Zóna *Discoaster gemmeus*. Stredný landén.

8 — *Discoaster* cf. *gemmeus* Stradner × 3000
distálna strana
N° Pc-$x_2$a. Hradisko. Zóna *Discoaster gemmeus*. Stredný landén.

9 — *Heliolithus* cf. *riedeli* Bramlette et Sullivan × 3500
N° Pc-$x_{2b}$. Hradisko. Zóna *Heliolithus riedeli*. Vrchný landén.

10 — *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel × 2250
proximálna strana
N° Pc-$x_3$. Hradisko. Zóna *Discoaster multiradiatus*. Vrchný landén.

11 — *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel × 2500
distálna strana
N° Pc-$x_3$. Hradisko. Zóna *Discoaster multiradiatus*. Vrchný landén.

12 — *Marthasterites* cf. *contortus* Stradner × 2000
N° Pc-$x_5$. Hradisko. Zóna *Marthasterites contortus*. Najvyšší paleocén — báza eocénu.

Geologické práce, Správy 70 • str. 83—90 • geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Ondrej Samuel — Jaroslav Haško

# Nové poznatky o paleogéne sv. časti Žilinskej kotliny

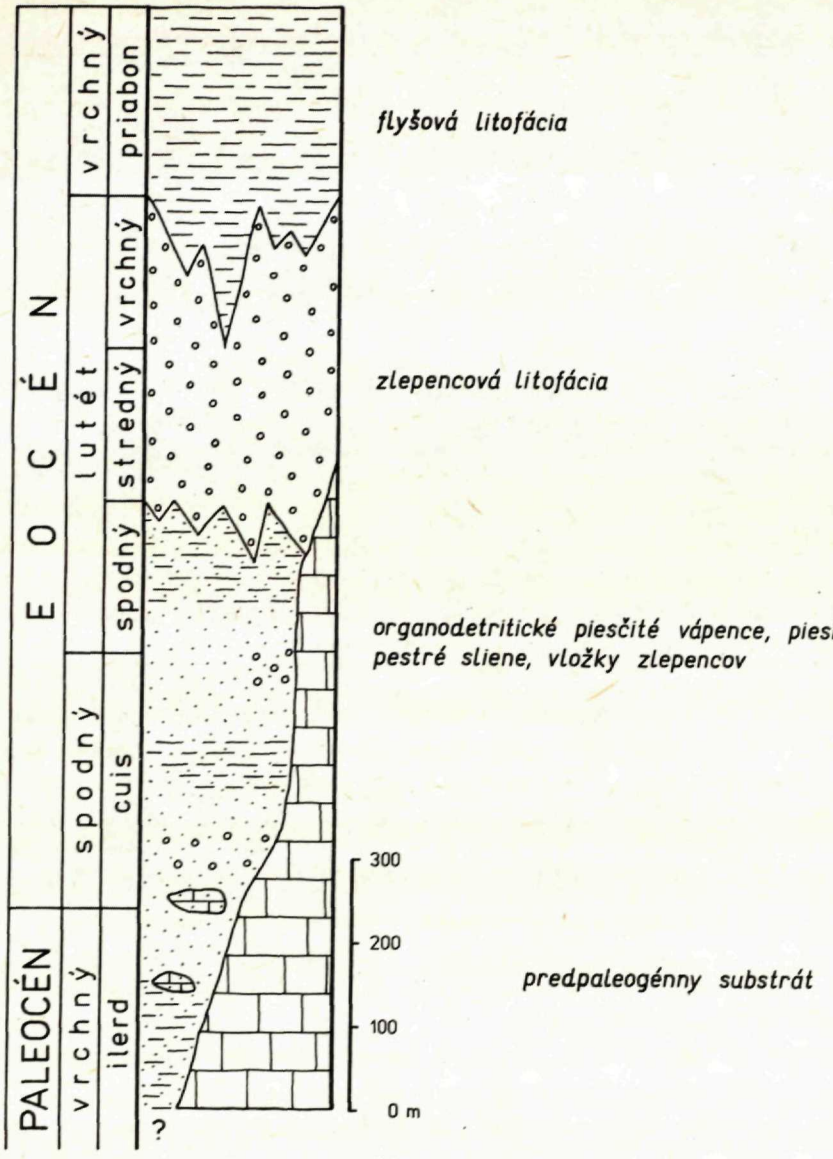
2 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. V sv. časti žilinskej kotliny bol preukázaný hričovsko-žilinský vývin paleogénu o stratigrafickom rozsahu vrchný paleocén (ilerd) až vrchný eocén a typický vnútrokarpatský paleogén. Tento leží transgresívne na mezozoických útvaroch vnútorných jednotiek Západných Karpát a jeho stratigrafický objem je stredný lutét až vrchný priabón, pričom autori nevylučujú ani zásah sedimentácie do spodného oligocénu.

Výskum paleogénnych sedimentov vyvinutých v západnej časti Žilinskej kotliny medzi Tepličkou n/Váhom a Zázrivou poukázal na to, že litofácie vyvinuté medzi bradlovým pásmom, manínskou sériou na severe a Malou Fatrou na juhu začínali sa usadzovať už vo vrchnom paleocéne, čo by poukazovalo na to, že ide o paleogénne súvrstvie, doteraz rôzne interpretované. Pre jeho osobitné črty (biohermné vápence, celková povaha detritu, stratigrafický rozsah, intraformačné telesá konglomerátov s prevahou suľovského typu), bolo vyčlenené do rozličných vývinov, napr. na východnom Slovensku B. Leškom (1960) resp. B. Leško et O. Samuel (1960) ako beňatinský flyš. D. Andrusov (1967) vyčlenil myjavský vývin s. l., v rámci ktorého odlíšil ešte niekoľko ďalších vývinov tej istej kategórie: myjavský vývin s. s., makovský, hričovsko-žilinský a haligovecký. O. Samuel (1972) označuje toto pásmo ako považsko-hanušovský paleogén, v rámci ktorého vyčleňuje inovský, haligovecký, varínsky, hričovsko-žilinský, domanižský a myjavský vývin.

Takmer vo všetkých starších prácach paleogénne sedimenty vyvinuté v sv. časti Žilinskej kotliny sa považovali za vnútrokarpatský paleogén o stratigrafickom rozsahu vrchný lutét — priabón (porov. Vysvetlivky ku prehľadnej geol. mape ČSSR, list Žilina), pričom styk s bradlovým pásmom sa interpretoval tektonicky. Na základe litologicko-stratigrafických výskumov hričovsko-žilinského vývinu, najmä v oblasti stredného Považia (O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972), ako aj paleogeografickej rekonštrukcie Západných Karpát v období paleogénu (cf. O. Samuel 1973) logicky sa predpokladala prítomnosť starších (paleocén — spodný lutét) sedimentov aj v sv. výbežku žilinskej kotliny. Presný litologický opis a stratigrafické začlenenie bolo však prevedené až v posledných rokoch v súvise s výsku-

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




Obr. 1 Litostratigrafická kolonka paleogénu sv. časti Žilinskej kotliny

mom zázrivského úseku bradlového pásma (J. Haško 1975: J. Haško — O. Samuel 1977).

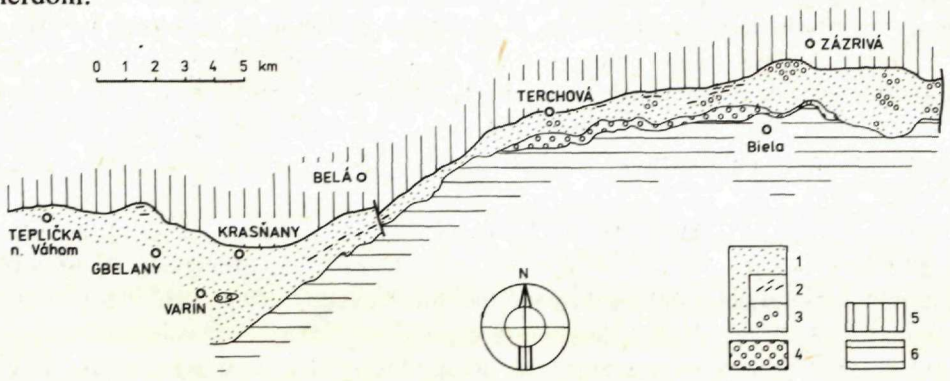
V študovanom území (viď geolog. mapu) sme rozlíšili tri základné typy litofácie (1 — organodetritické piesčité vápence s polohami slieňov resp. vápnitých ílovcov; 2 — bazálne hrubodetritické súvrstvie; 3 — flyšové súvrstvie). Najstaršie zistenou litofáciou je súvrstvie organodetritických piesčitých vápencov, šedých, červených a čiernych (babický typ) slieňov alebo vápnitých ílovcov s ojedinelými vložkami jemno až hrubozrnných zlepencov so zjavnou gradáciou a s faunou veľkých foraminifér. Mikrofaciálne štúdia ukázali, že organodetritické piesčité vápence obsahujú veľké množstvo redeponovaných senónskych orbitolín, kým niektoré vložky slieňov obsahujú malé foraminifery stredno až vrchnokriedového veku (najmä rotalipory a globotrunkány). Táto litofácia je vyvinutá vo veľmi obmedzenej miere.

Bezprostredne na styku s vlastným bradlovým pásmom a manínskym príkrovom jej stratigrafický rozsah je vrchný paleocén (ilerd) až spodný lutét. V pásme priľahlom k Malej Fatre paleogénny sedimentačný cyklus začína v strednom lutéte hrubodetritickým súvrstvím a pokračuje cez flyšové vrstvy do priabónu, pričom nemožno vylúčiť zásah sedimentácie až do spodného oligocénu a má všetky črty vnútrokarpatského paleogénu. Sedimenty o stratigrafickom rozsahu vrchný paleocén (ilerd) až priabon patria do sedimentačnej oblasti považsko-hanušovského paleogénu, ktorý je vyvinutý v rôznom rozsahu lineárne po celej dĺžke vnútornej strany bradlového pásma od Myjavy až po Beňatinu a pravdepodobne pokračuje i východnejšie až na územie ZSSR. V skúmanej oblasti od typického hričovsko-žilinského vývinu sa odlišujú užším stratigrafickým rozsahom a čiastočne aj odlišným litologickým obsahom, hoci po genetickej i paleogeografickej stránke majú spoločné črty.

Ako sme už vyššie uviedli, zatiaľ najstarším stratigraficky doloženým členom sú vrchnopaleocénne vrstvy. Hoci nemáme priame dôkazy o starších — spodno až strednopaleocénnych morských sedimentoch, ich prítomnosť však nevylučujeme. Vrchnopaleocénny vek nám indikujú asociácie foraminifer, ktoré sme získali zo slienitých vložiek z príležitostného odkryvu pre vodovod v Tepličke nad Váhom (dok. bod 893, J. Haško) ako aj z ďalších lokalít, najmä z okolia Tepličky nad Váhom (dok. bod 924, 925, 926) a Nededze. Na lokalitách Teplička nad Váhom asociácie foraminifér sa skladajú výslovne z planktonických foriem, z ktorých sme identifikovali druhy *Globorotalia subbotinae subbotinae* Morozova, *Gr. subbotinae marginodentata* Subbotina, *Gr. aequa* (Cushman et Renz), *Turborotalia (A.) primitiva* (Finlay), *T. (A.) gravelli* (Brönnimann), *T. (A.) acarinata* (Subbotina) a *Globigerina linaperta* Finlay. Na inej lokalite tej istej oblasti (Teplička nad Váhom; dok. bod. 925 a 926; J. Haško) okrem vyššie uvedených druhov sa ešte vyskytujú *Globorotalia simulatilis* (Schwager), *Turborotalia (A.) wilcoxensis* (Cushman et Ponton), *Globigerina velascoensis* Cushman a *Chiloguembelina wilcoxensis* (Cushman et Ponton). Z tej istej lokality (dok. bod 926) dr. H.

Bystrická spracovala aj nanoplanktón, ktorý v súlade s mikrofaunou tiež poukazuje na ilerd.

Druhové zloženie planktonických foraminifér plne zodpovedá biozóne *Globorotalia subbotinae*, ktorú O. Samuel (1965) resp. O. Samuel et J. Salaj (1968) dávajú aj na základe spoločného výskytu s veľkými foraminiferami (porov. tiež O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972, str. 86—87) do vzťahu s vrchným ilerdom.




Obr. 2 Geologická schéma výskytu paleogénu v sv. časti Žilinskej kotliny
1 — flyšová litofácia, 2 — vložky pestrých slieňov, 3 — vložky zlepencov, 4 — zlepencová litofácia, 5 — mezozoikum bradlového pásma a manínskej série, 6 — mezozoikum Malej Fatry

Z litofaciálneho hľadiska osobitnú pozornosť si zasluhujú tmavé vápnité ílovce babického typu. Na rozdiel od slienitých vložiek obsahujú aglutinovanú paleocénnu mikrofaunu reprezentovanú druhmi *Saccammina placenta* (Grzybowski), *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *D. latissima* Grzybowski, *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski) emed Pokorný, *Plectina conversa* (Grzybowski) a *Unigerinammina jankoi* Majzon, ktorého stratigrafická pozícia v Karpatoch je veľmi rozdielne interpretovaná (cf. S. Geroch 1957 — krieda-paleogén; O. Samuel et J. Salaj 1968 — paleocén; J. Săndulescu 1972 — senón).

Spodný eocén (cuis) bo preukázaný z okolia Nededze (dok. bod 934; J. Haško) zo slieňovcových vložiek vyskytujúcich sa v pieskovcových vrstvách. Z malých foraminifér sa tu vyskytuje hlavne *Globigerina linaperta* Finlay a veľmi sporadicky *Globorotalia simulatilis* (Schwager), *Turborotalia (A.) primitiva* (Finlay) a *T. (A.) istropolitana* Samuel. Typické formy z morfologického spektra *Globorotalia subbotinae — marginodentata* sa tu nevyskytujú. Vzhľadom na to, že vyššie menované druhy sú známe ako z ilerdu tak aj zo spodného (resp. i stredného — *Globigerina linapeta* Finlay) nie je možné na základe foraminifér jednoznačne stratigraficky uvedenú asociáciu začleniť. Podľa vekového rozpätia vyskytujúcich sa druhov možno uvažovať jedine o rozpätí vrchného ilerdu až spodného cuisu vzhľadom na neprítomnosť typických indexových foriem pre spodný eocén. Podľa

určenia dr. H. Bystrickej druhové zloženie nanoplanktonu skôr inklinuje k spodnému eocénu ako k ilerdu.

Lutét bol opäť dokázaný z okolia Tepličky nad Váhom zo slienitých vložiek. Asociácia na počet druhov i jedincov je pomerne bohatá. Dominujúce postavenie majú globigeríny, z ktorých sa tu vyskytujú *Gl. frontosa* Subbotina, *Gl. linaperta* Finlay, Gl. boweri Bölli, pričom globorotálie (s. l.) nie sú tak hojne zastúpené: *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner *Turborotalia (A.) pentacamerata* (Subbotina), T. (A.) viacespinuloinflata Samuel, *T. (A.) broedermani* (Cushman et Bermúdez), *T. (A.) crassata densa* (Cushman) *Globigerapsis index* (Finlay). Prvé objavenie posledne menovaného druhu (resp. fylogeneticky jemu blízke formy) sa všeobecne uvádza nad H. M. Bolliho (1957, 1972) zónou *Hantkenina aragonensis*, ktorá sa považuje za prvú lutétsku zónu. V dôsledku tohto predmetnú asociáciu korelujeme so stredným lutétom, t. j. s vrchnou časťou karpatskej biozóny *T. (A.) crassata densa.*

Mladšie členy hričovsko-žilinského vývinu (vrchný lutét — priabón) majú po litofaciálnej stránke rovnaký vývoj ako typický vnútrokarpatský peleogén, takže od vrchného resp. stredného lutétu sa stáva integrujúcou súčasťou sedimentačného bazénu vnútorných Karpát. Preto nie je možné kartograficky mladšie členy týchto dvoch vývinov presne vymedziť.

Sedimentácia typického vývinu vnútrokarpatského paleogénu začína v lutéte bazálnym transgresívnym hrubodetritickým súvrstvím. Vek bazálnych vrstiev bol preukázaný veľkými foraminiferami z lokality Čremoš a Veľká Petrová (750 m z. od k. 876 m — Čapica). Z prvej lokality z jemnozrnných zlepencov E. Köhler určil asociáciu indikujúcu stredný až vrchný lutét: *Nummulites* aff. *perforatus* (Montfort) forma A, B, *N. semicostatus* (Kaufmann), f. A, *Dyscocyclina roberti* Douvillé, *Asterocyclina* sp., *Alveolina* sp. a *Lockhartia* sp.

Na druhej lokalite (Veľká Petrova) piesčité vápence obsahujú druhy *Nummulites* aff. *perforatus* (Montfort), forma A, *Assilina spira planospira* (Boubée), forma A, *Alveolina munieri* Hottinger, *Discocyclina discus* (Rütimayer) a *Orbitolites* sp. Stratigraficky ide o analogickú asociáciu ako na predchádzajúcej lokalite, pričom treba poznamenať, že podľa literárnych údajov *Alveolina munieri* je považovaná za indexovú fosíliu stredného lutétu.

Najmladšou litofáciou vyvinutou v najvýchodnejšej časti územia, najmä v okolí Zázrivej je flyšové súvrstvie pieskovcovoílovcového charakteru. Jemnozrnné laminované vápnito-muskovitické pieskovce niekedy gradačne zvrstvené sa striedajú s hnedými ílovcami, ktoré ojedinele majú čokoládovohnedú farbu pripomínajúce menilitové bridlice. Mikrofauna z ílovcov obsahuje druhy *G.* cf. *baconica* Samuel *G. boweri* Bolli, *G. linaperta* Finlay, *G. pseudovenezuelana* Blow et Banner a *Globigerapsis index* (Finlay). Na základe hlavne druhov *Globigerina boweri* Bolli a *Gl.* aff. *baconica* Samuel, ktoré neprechádzajú do vrchného eocénu indikuje nám uvedené asociácia vrchnolutétsky vek spodnej časti flyšovej fácie.

Z nadložnej flyšovej litofácie bol na základe veľkých foraminifér preukázaný

KORELAČNÁ MIKROBIOSTRATIGRAFICKÁ TABUĽKA

| Vek | | biozóny (O. Samuel — J. Salaj 1968) | malé foraminifery (O. Samuel) | veľké foraminifery (E. Köhler) | nannoplankton (H. Bystrická) |
|---|---|---|---|---|---|
| eocén | priabón | Globigerina officinalis | Globigerina officinalis, G. ex gr. praebulloides, G. gnaucki, G. angiporoides, G. eocaena | | |
| | | Globigerapsis index | | N. striatus, N. incrassatus, N. millecaput, N. perforatus, N. anomalus, O. nassauensis, A. exponens, D. varians, D. fortisi | |
| | lutét | Truncorotaloides rohri | Globigerina aff. baconica, Gl. boweri, G. linaperta, G. pseudovenezuelana, G. index | N. aff. perforatus, N. semicostatus, D. roberti, Lockartia sp. Alveolina sp. | Coccolithus eopelagicus, C. ex gr. pelagicus, Reticulofenestra bisseta, Cyclococolithus neogemation, Discoaster barbadiensis saipanensis, Marcalius inversus, Braarudosphaera undata |
| | | T. (A.) crassata densa | T. (A.) vicespinuloinflata, T. (A.) broedermani, T. (A.) crassata densa, Globigerapsis index | N. aff. perforatus, A. spira planospira, D. discus, A. munieri | |
| | cuis | Globorotalia aragonensis | Globigerina linaperta, T. (A.) primitiva, T. (A.) istropolitana | | |
| paleocén | ilerd | Globorotalia subbotinae | Globorotalia subbotinae subbotinae, Gr. subbotinae marginodentata, Gr. aequa, T. (A.) primitiva, T. (A.) acarinata, Globigerina velascoensis Gl. linaperta, Chiloguembelina wilcoxensis | redeponované orbitoidy | Marthasterites tribrachiatus, Discoaster salisburgensis, D. barbadiensis, D. multiradiatus, Lucianorhabdus cayeuxi, Fasciculithus involutus, Cocolithus cavus |

spodný priabón. Na lokalite Zázrivá (samota Mahúti) v zárezе potoka vystupuje poloha piesčitých vápencov druhove s pomerne bohatou asociáciou. Podľa E. Köhlera sa tu vyskytujú nasledovné druhy: *Nummulites striatus* (Bruguière), *N. incrassatus* De La Harpe, *N. millicaput* Boubée, *N. perforatus* (Montfort), *N. anomalus* De La Harpe, *Operculina* sp., *Operculinoides nassauensis* Cole, *Assilina exponens* (Sowerby), *Discocyclina varians* (Kaufmann), *D. fortisi* (Archiac) a *Asterocyclina* sp.

Vrchný priabón z tejto oblasti bol dokázaný malými foraminiferami z viacerých lokalít. Asociácie foraminifér plne zodpovedajú karpatskej biozóne *Globigerina officinalis* (porov. O. Samuel 1965 resp. O. Samuel et J. Salaj 1965).

Do tlače odporučil J. Salaj.

## Literatúra

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. — Slov. Akad. vied. Bratislava, 392.

ANDRUSOV, D. et KÖHLER, E. 1963: Nummulites, faciès et développement prétectonique des Karpate occidentales centrales au Paléogène. — Geol. zbor. Slov. Akad. vied, p. 14, 1, p. 175—192. Bratislava.

BOLLI, H. M. 1957: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene — Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215, p. 61—81, text-fig. 11—13, pls. 15—20. Washington.

BOLLI, H. M. 1972: Correlation de las estáciones Joides 29, 30y 31 del Caribe con Jamaica, Venezuela y p. 1315—1336.

GEROCH, S. 1957: Uvigerinammina jankói Majzon (Foraminifera) we fliszu Karpat. Rocz. Pol. Tow. Geol. 25/3, p. 231—244. Kraków.

HAŠKO, J. 1975: Geologická stavba bradlového pásma kysuckej vrchoviny a Oravy (kandidátska dizertačná práca — manuscript). Archív GÚDŠ. Bratislava.

HAŠKO, J. — SAMUEL, O. 1977: Stratigrafia a litológia strednej a vrchnej kriedy Zázrivského úseku bradlového pásma. Geol. práce, Správy 68, p. 49—67. Bratislava.

LEŠKO, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. Geol. zborník 11/1, p. 95—103. Bratislava.

LEŠKO, B. et SAMUEL, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. — Geol. práce, Správy 20, p. 139—150. Bratislava.

KÖHLER, E. 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec und Turiec-Kessels (Westkarpatien). Nauka o zemi, p. 5—87, pls. 1—16. Bratislava.

SAMUEL, O. 1965: Zonárne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. Geol. práce, Správy 37, p. 183—198. Bratislava.

SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. práce, Správy 59, p. 285—299. Bratislava.

SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti maďarského stredohoria. — Geol. práce, Správy 60, p. 55—83. Bratislava.

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

SAMUEL, O. et SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. — Geol. ústav D. Štúra, p. 1—232, pls. 1—31. Bratislava.

SĂNDULESCU, J. 1972: Étude micropaléontologique et Stratigraphique du flysch du Crétacé supérieur — paléocène de la région de Bretcu-Comandău (secteur interne méridional de la nappe de Tarcău-Carpates orientales). Mém. Inst. geol. 17, p. 1—52. Bucarest.

Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. List Žilina 1962, p. 1—272. Bratislava.

O. Samuel — J. Haško

## New data on the Paleogene of the northeastern part of the Žilinská kotlina depression

Summary

In earlier publications the Paleogene sediments of the northeastern part of the Žilinská kotlina depression were referred to as Inner-Carpatian Paleogene, with the stratigraphical range of Upper Lutetian — Priabonian. On the ground of new lithological stratigraphical research two facies have been distinguished. The first facies (Hričov—Žilina) developed immediately on the contact between the Klippen Belt and the Manín nappe; the second one (Inner-Carpathian) rests transgressively on earlier Mesozoic formations of the Malá Fatra mountains. Its stratigraphical range is Middle Lutetian — Priabonian, with possible extension of the sedimentation into the Lower Oligocene.

Organodetrital sandy limestones with intercalations of grey, red and black marls or calcareous claystones. Their stratigraphical range is Upper Paleocene — Middle Lutetian. The Illerdian was determined on the ground of small foraminifers and nannoplankton; the Lower Eocen (Cuisian) and the Lower Lutetian — according to the former and the larger foraminifers (cf. Tab. 3). The lithofacial history of younger members of the Hričov—Žilina facies (Upper Lutetian — Priabonian) is identic with the lithofacial history of the typical Inner Carpathian Paleogene. It follows that beginning with the Upper (and) or Midle) Lutetian the Hričov—Žilina facies also became an integrating component of the sedimentation basin of the Inner Carpathians.

Sedimentation of the typical facies of the Inner Carpathian Paleogene commenced with a transgressive coarse-detrital bed sequence. The age of basal beds at more localities is determined according to larger Foraminifera. Their stratigraphical range is Middle — Upper Lutetian. The basal coarse-detrital bed sequence passes gradually into a flysch lithofacies. Its stratigraphical range — according to small and larger foraminifers — is Upper Eocene (Priabonian) with the sedimentation possibly extending to the Lower Oligocene.

### Explanations of Figures

Fig. 1 Lithostratigraphical column of the Paleogene in the norheastern part of the Žilinská kotlina depression.

Fig. 2 Geological scheme of distribution of the Paleogene in the northeastern part of the Žilinská kotlina

Explanations: 1 — flysch lithofacies, 2 — intercalations of variegated marls, 3 — intercalations of conglomerates, 4 — conglomerate lithofacies, 5 — Mesozoic of Klippen Belt and of Manín group, 6 — Mesozoic of Malá Fatra mountains.

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 70 • str. 91—114 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Milan Polák

# Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia)

10 obr. v texte, 8 fotogr. tab. (XVII—XXIV), anglické resumé

Abstract. The presented contribution is dealing with a detailed lithological-facial and paleogeographical analysis of the Jurassic sedimentary cycle of Tatride mantle groups in the Strážovské vrchy (Malá Magura), Malá Fatra and Veľká Fatra Mts.

The character of Jurassic carbonate sediments is very different. The Lower Liassic complex is characterized by crinoidal, sandy carbonates originated in cordillera areas, the facies of the Allgäu beds (fleckenmergel) is represented by sediments of a deepening unaerated basin. The Dogger-Oxfordian in the Malá and Veľká Fatra Mts. is formed by variegated siliceous radiolarian limestones and radiolarites, in the Malá Magura Mts. sedimentation corresponds to a shallow-water, elevation area (crinoidal sandy limestones). The Malm is represented by variegated weakly marly, pelagic carbonates. The uppermost part of the Malm is formed by marly limestones with Calpionelles.

## Úvod

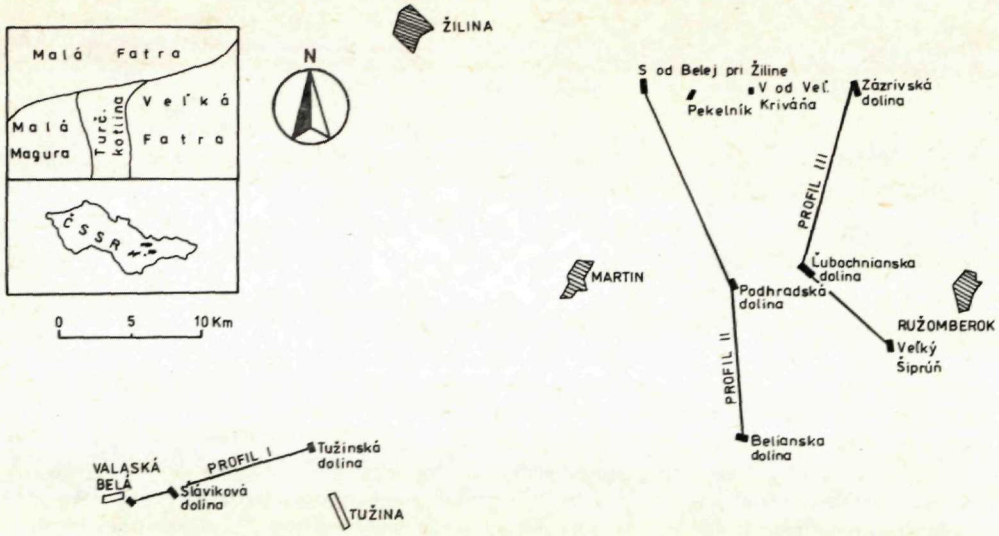
Pri zostavovaní litologicko-paleogeografických máp ČSSR sme analyzovali jednotlivé sekvencie tatríd tých pohorí Západných Karpát, z ktorých bolo relatívne najmenej informácií.

Charakteristické znaky a osobitosť vývoja mezozoika tatridných sérií Západných Karpát boli známe už v minulom storočí. Zvlášť charakteristicky sa táto rozdielnosť prejavuje v jurskom sedimentačnom cykle, na ktorý sme sa osobitne zamerali.

Zo starších autorov sa problémami tatríd zaoberali: V. Uhlig (1898, 1903), H. Beck — H. Veters (1904), H. Veters (1909), ktorí toto mezozoikum označovali ako vysokotatranské. Z ďalších A. Matějka (1927, 1931) rozšíril poznatky najmä o Malú Fatru, Veľkú Fatru a Nízke Tatry (A. Matějka — D. Andrusov 1931). V nasledujúcom období M. Maheľ (1950, 1957, 1967), J. Bystrický (1956).

M. Mišík — M. Rakús (1964) v litofaciálnej a paleogeografickej štúdii liasu krížňanského príkrovu Veľkej Fatry a Nízkych Tatier sa okrajovo dotkli niektorých problémov autochtónnych liasových sedimentov (obr. 1).

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




Obr. 1 Náčrt situácie jednotlivých profilov jury tatríd

## Litologická a mikrofaciálna charakteristika

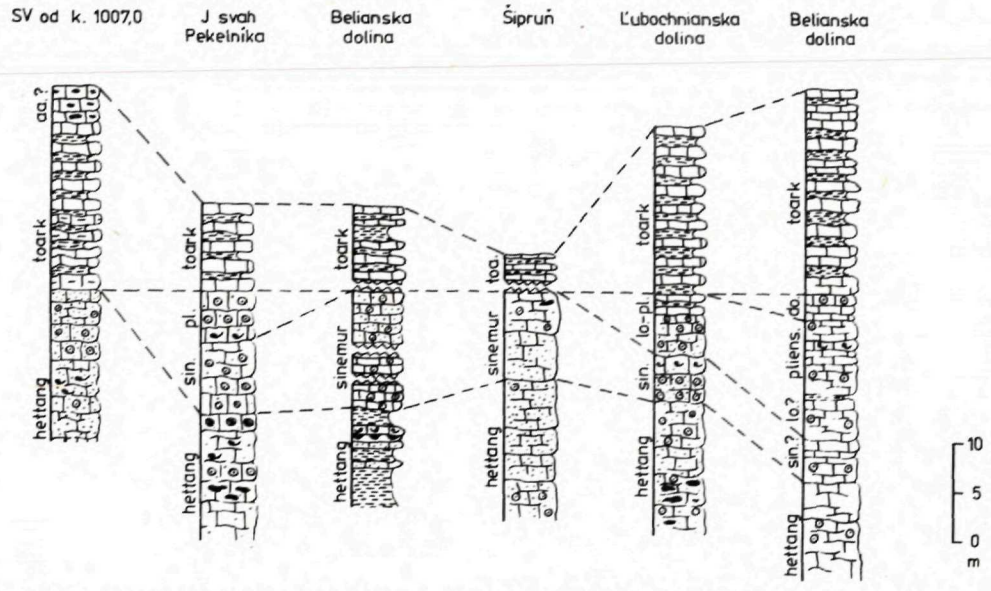
### Spodný lias

Bazálne členy jurského sedimentačného cyklu sú transgresívne, ležia diskordantne na klastikách vrchného triasu. Litofaciálna náplň spodnej a strednej časti liasového komplexu je veľmi pestrá. Tvoria ju pieskovce, ílovité, piesčité bridlice, piesčito-krinoidové, krinoidové, slienité, oolitové, kalové a rohovcové vápence.

Malá Magura. V obalovej sérii Malej Magury je spodný lias najlepšie odkrytý v. od Valaskej Belej, v Slávikovej doline a v. od Tužiny. Východne od Valaskej Belej (laz Štrpkovci) je kompletný sled s prechodom z najvyššieho triasu.

Bázu súvrstvia tvoria tmavosivé piesčité a krinoidové vápence s navetranými zrnkami kremeňa. Nasleduje pomerne mocná poloha ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami čiernych oolitických vápencov. Podobne vo vyšších častiach prevláda ílovcová zložka s polohami žltkastých lumachelových a organodetritických vápencov. Najvyššie časti komplexu svedčia o prehlbovaní sedimentačného priestoru, ktoré sa prejavuje pribúdaním slienitejších typov karbonátov a slienitých bridlíc. Bohatá lamelibranchiátová fauna (M. Kochanová 1967) je hettanžská: *Parallelodon hettangiensis* (Terq.), *Gervillia dunkeri* (Terq.), *Chlamys* cf. *veyrasensis* (Dumort.), *Chlamys (Aqiupecten) thiollieri* (Mart.), *Liostrea irregularis* (Münst.), *Modiolus* cf. *simoni* (Terq.), *Cardinia* cf. *ellongata* (Dunk.), *Astarte* cf. *irregularis* Terq., *Protocardia* cf. *philippiana* (Dunk.), *Pattella schmidti* Dunk. *Entolium hehlii* (d'. Orb.), *Chlamys textoria* (Schloth.), *Plagiostoma hausmanni* (Dunk.), *Gryphae gammalensis* (Roll.).

Veľká Fatra. Obalová séria Veľkej Fatry má najpestrejší litofaciálny vývoj. Vo vertikálnom smere i v laterálnych prechodoch sa v ňov prejavujú náhle, výrazné zmeny. Značné litofaciálne rozdiely sú vo východnej a západnej časti pohoria (obr. 2). Bazálna časť vo v. oblasti (Šiprúň) je charakterizovaná ružovými, červenými, silne piesčitými vápencami až vápnitými pieskovcami (zlepencami) s maximálnou veľkosťou úlomkov kremeňa 3,5 cm. Táto spodná časť je postihnutá miernou




Obr. 2 Porovnanie litologických profilov liasu obalových sérií Malej a Veľkej Fatry (M. Polák 1975)

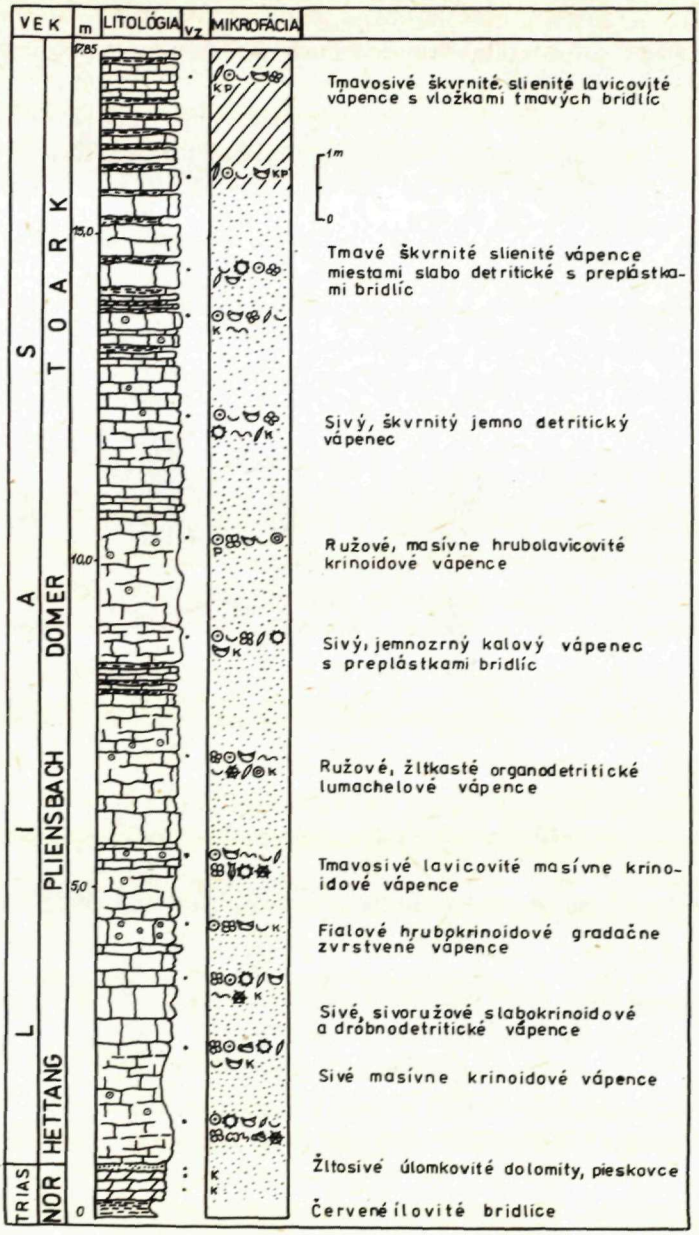
dynamometamorfózou, ktorá sa prejavuje slabým usmernením komponentov. Obsah klastickej zložky sa v tejto oblasti pohybuje od 20—40 %. Smerom do nadložia prechádzajú do krinoidových vápencov so zníženým obsahom klastickej prímesi, maximálne 10 %.

Podobne v Ľubochnianskej doline (Kľak) je báza vytvorená zo silne piesčitých typov vápencov, ktoré prechádzajú do krinoidových vápencov so zníženým podielom klastickej zložky. Vyššie časti tvoria slabokrinoidové a piesčité vápence s čiernymi rohovcami. Najvyššie polohy tvoria slabokrinoidové vápence.

Výrazné laterálne zmeny sa prejavujú smerom k západnejším výskytom spodnoliasových sedimentov. V Podhradskej doline je vyšší horizont piesčito-krinoidových vápencov zložený z ružových, červených slabokrinoidových vápencov, prechádzajúcich smerom na západ do celistvých ružovkastých vápencov. Miestami obsahujú vápence úlomky čiernych fosforitov s množstvom organických zvyškov.

Bohatá fauna z tejto oblasti (M. Sýkora 1975) potvrdzuje stratigrafické rozpätie hettanž-pliensbach:

*Entolium lunare* (Roemer), *Camptonectes (Camptochlamys) subreticulata* (Sto-




Obr. 3 Litofaciálny profil liasom obalovej série Veľkej Fatry (Belianska dolina pri Martine)

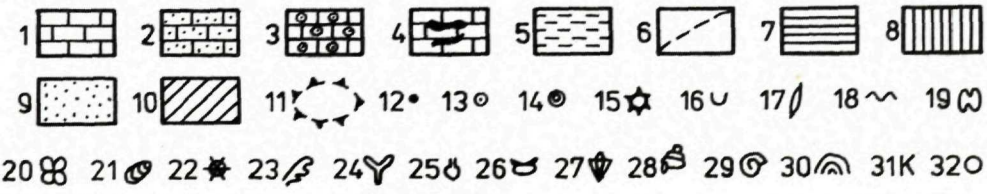
liczka), *Plagiostomata punctata* Sow., *Eopecten rollei* (Stoliczka), *Lima* ex. gr. *duplicata*, *Lobothyris punctata* (Sow.), *Rhynchonella variabilis* Schloth., *Rhynchonella albertii* Scholl. *Spiriferina alpina* Oppel, *Spiriferina obtusa* Oppel, *Spiriferina pinguis* (Oppel), *Cirpa langi carpatica* Siblík, *Propygope aspasia* (Meneghini), *Aulacothyropsis furiana* (Zittel), *Waldheimia mirabilis* Oppel.

Z najvyššej časti komplexu sz. od Brložnice z organodetritických vápencov pochádza *Echioceras raricostatum* (Zieten).

V najzápadnejších odkryvoch obalovej série Veľkej Fatry (Belianska dolina pri Martine) tvoria slabokrinoidové vápence bazálne polohy s nepatrným podielom klastickej zložky. Litofaciálna náplň súvrstvia sa tu mení na veľmi krátkom územnom rozpätí (obr. 3). Smerom do nadložia prechádzajú do sivých, hnedastých slabokrinoidových až kalových vápencov, často s evinospongiovými štruktúrami (tab. XIX.). Vápence obsahujú bohatú brachiopódovú faunu potvrdzujúcu pliensbach (M. Siblík 1964):

*Spiriferina alpina* Oppel, *Spiriferina obtusa* Oppel, *Spiriferina* ex. gr. *tumida* (Buch.), *Lobothyris punctata* (Sow.), *„Terabratula" beyrichi* Opp., *Propygope? Aspasia* (Meneghini), *Aulacothyris* cf. *fuggeri* (Böse), *Cincta numismalis* (Lam.), *Zeilleria numismalis* Opp., *Zeilleria mutabilis* (Opp.), *Zeilleria ewaldi* (Opp.), *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier), *"Rhynchonella" margaritati* Böse, *Prionirhynchia* cf. *serrata* (Sow.).

Litofaciálna náplň spodného liasu tatríd Malej Fatry nie je taká veľmi pestrá, i keď na úrovni spodnoliasového horizontu sú viditeľné laterálne prechody. Bázu cyklu tvoria na mnohých miestach hnedé, sivé pieskovce, piesčité vápence, ílovité bridlice — grestenské vrstvy. Vyššia časť je takmer vo všetkých profilových líniách vytvorená z tmavosivých až čiernych, hrubolavicovitých masívnych piesčito-krinoidových vápencov s prímesou klastického kremeňa. Na tento horizont sú viazané hľuzy a polohy čiernych silicitov — spongolitov, sústredených predovšetkým na j. svahu Pekelníka.




Vysvetlivky k obr. 3—9:

1. vápence; 2. piesčité vápence; 3. krinoidové vápence; 4. rohovcové vápence; 5. ílovce; 6. predpokladané obmedzenie sedimentačného priestoru; 7. hlbokovodná sedimentácia; 8. plytkovodná sedimentácia; 9. mikrit; 10. sparit; 11. obmedzenie vyvýšených — elevačných oblastí; 12. približný bod profilu; 13. krinoidy; 14. oolity; 15. radiolárie; 16. ostrakódy; 17. ihlice húb; 18. juvenilné lamelibranchiáty; 19. globochéty; 20. foraminifery; 21. cyanofyceá; 22. ostne ježoviek; 23. aptychy; 24. sakokómy; 25. kalpionely; 26. lamelibranchiáty; 27. brachiopódy; 28. gastropody; 29. amonity; 30. evinospongie; 31. klastický kremeň; 32. kadosíny

Vyšší horizont tvoria organodetritické až lumachelové vápence. Oolitové vápence sú koncentrované v ich nadloží. Výraznejšie laterálne prechody na tejto úrovni sú v západnej časti územia (Belianska dolina pri Žiline), kde je spodný lias vyvinutý v pelitickejšom vývoji s pravidelnými vložkami krinoidovo-piesčitých vápencov, prechádzajúcich do čistých biomikritických typov (obr. 4).

Na konci sedimentačného cyklu ílovcov sa prejavuje výrazné splytčenie so zmenou hydrochemických a batymetrických podmienok, prejavujúcou sa polohami hardgroundu, zvýšeným podielom oxidov Fe a stopami po činnosti vŕtavých organizmov. Opätovné prehĺbenie sa prejavuje sedimentáciou slabokrinoidových až slaboslienitých vápencov. Tento rýchlo sa meniaci charakter sedimentov odráža značnú diferenciáciu priestoru. Stratigrafické rozpätie komplexu bolo stanovené na základe fauny bivalvií a brachiopódov (M. Kochanová — J. Pevný 1967, 1972) na hettanž — pliensbach:

Severné svahy Chlebu. *Lima* cf. *hausmanni* Dunker, *Anomia* sp., sz. od k. Magurka pri Párnici. *Gervilia dunkeri* (Terq.), *Chlamys* cf. *punctatissima* (Quenst.), *Camptonectes* sp., *Chlamys jamoignensis* (Terq. et Piett.), *Plagiostoma compressa* (Terq.). Sedlo medzi V. Kriváňom a Pekelníkom *Cirpa fronto* (Quenst.), *Cincta numismalis* (Lam.), *„Zeilleria" ewaldi* Opp., *„Rhynchonella" belemnitica* (Quenst.), *„Rhynchonella" flabellum* (Men.). Hrebeň sz. od V. Kriváňa. *Cincta numismalis* (Lam.), *„Zeilleria" subnumismalis* (Dav.), *Cuneirhynchia dalmasi* (Dun.), *Spiriferina obtusa* (Opp.) *Cirpa fronto* (Quenst.).

Komplexným vyhodnotením materiálu v zmysle R. L. Folka (1959) boli vyčlenené tieto štruktúry: a) biomikrity, b) oomikrity (oosparity).

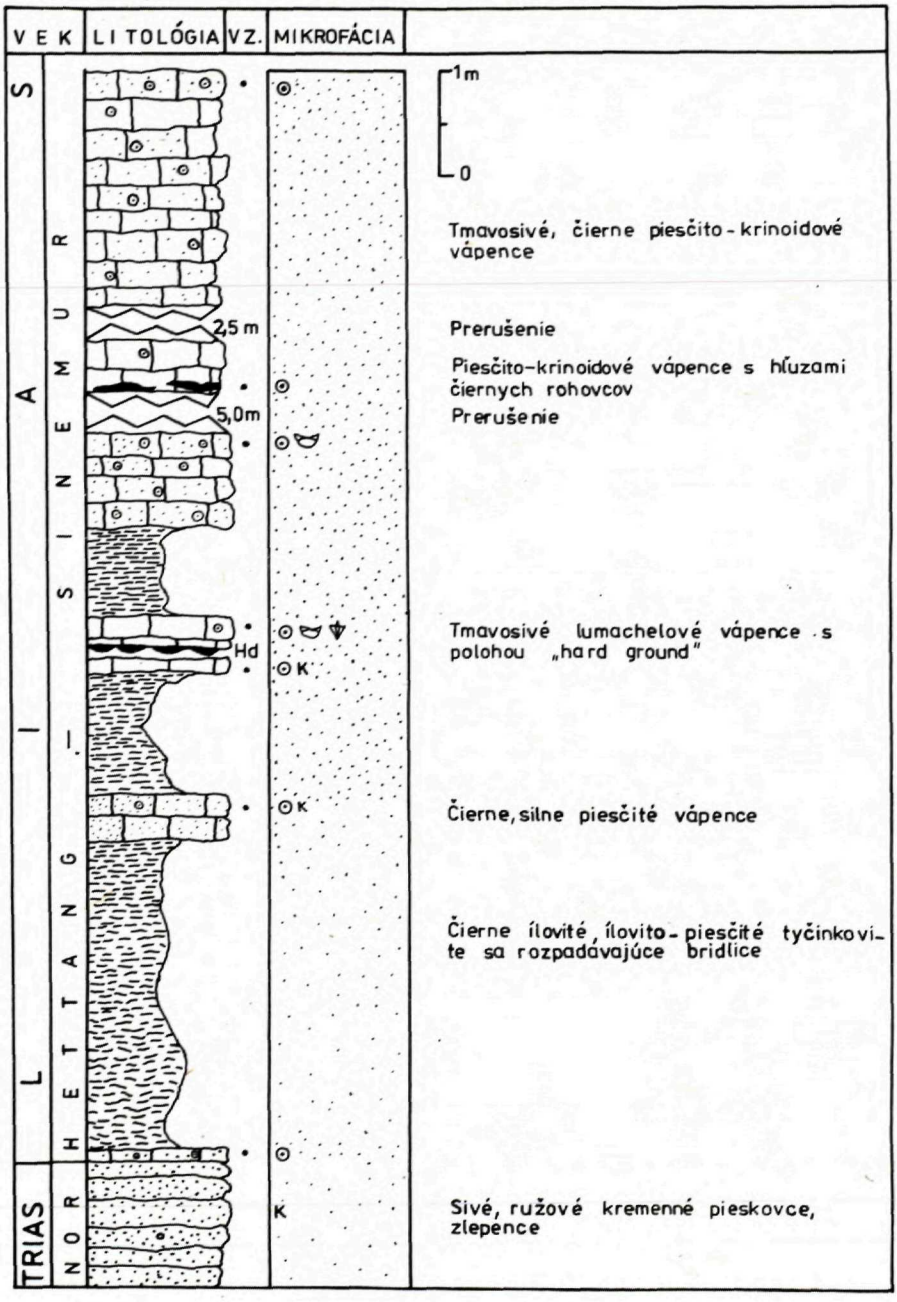
Biomikrity — tvoria 50—60 % materiálu. V rámci štruktúry boli vyčlenené mikrofácie: 1. krinoidová, 2. lamelibranchiátová, 3. foraminiferová, 4. spongiová,

Krinoidová mikrofácia: Kolumnálie echinodermát majú v 86,5 % formu detritu, sporadicky sa vyskytujú dobre zachované jedince rôzneho tvaru (tab. XVII, obr. 1, 4) (časté sú *Pentacrinus* sp. (tab. XVIII, obr. 2). Veľkosť fragmentov 0,15—3 mm.

Lamelibranchiátová mikrofácia: Predstavujú výrazne frekventovanú zložku, dosahujúcu až 70 %. Ide o dobre opracovaný detrit. Podstatná časť patrí k rodu *Pecten* sp. (*Chlamys*). Veľkosť úlomkov 0,5—2 cm.

Foraminiferová mikrofácia: Najrozšírenejšia je v slabokrinoidových vápencoch autochtónu Veľkej Fatry (tab. XVIII, obr. 3) (24/15). Ide o pomerne dore zachované exemplâre lagenidných typov *Lenticulina, Frondicularia, Nodosaria.* Druhove bolo možné určiť len málo exemplárov. (Podhradská dolina, Belianska dolina): *Nodosaria ordinata* (Trif.), *Involutina liassica* (Jones), *Vidalina martana* (Farinacci), *Marginulina* cf. *spinata, Trocholina* sp., *Ophtalmidium* sp., *Glomospira* sp. V slabokrinoidových vápencoch obalovej série malej Fatry (severné svahy Chlebu, z. od Párnice) *Nodosaria ordinata* (Trif.), *Involutina liassica* (Jones), *Marginulina* sp., *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp.

Z vložiek krinoidovo-piesčitých vápencov malomagurskej série pochádzajú len zriedkavé úlomky *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp.




Obr. 4 Litofaciálny profil spodným liasom tatríd Malej Fatry (lokalita 500 m jv. od Belianskej doliny pri Žiline)

Spongiová mikrofácia: ihlice húb sú všeobecne podstatne menej zastúpené v detritických vápencoch, ako vo fleckenmergelovej litofácii. Ide predovšetkým o jednoosové, klacifikované ihlice (obr. 5).

Z ostatných skupín organizmov sú najbežnejšie brachiopódy, drobné gastropódy (tab. XVII, obr. 2, 3), zriedkavé sú prierezy amonitov a rostier belemnitov. Z mikroorganického komponentu sú typickou zložkou vápencov ostrakódy (30 %), kalcifikované rádiolárie, prierezy juvenilnými bivalviami, ostne ježoviek. Hľuzky cyanofýceí dosahujú veľkosť až 2 cm.

Oomikrity: oolitické vápence tvoria charakteristické vložky (10—60 cm) v spodných častiach súvrství. Oolity dosahujú rádove 70—80 %. Veľkosť značne kolíše, priemer 0,25 mm. Centrá tvoria fragmenty organizmov, klastický kremeň (tab. XVIII, obr. 1). Tvar kopíruje formu úlomku. Ich vznik je viazaný podľa H. et G. Termiera (1952) na 6- až 12- m hĺbku.

## Klastická prímes

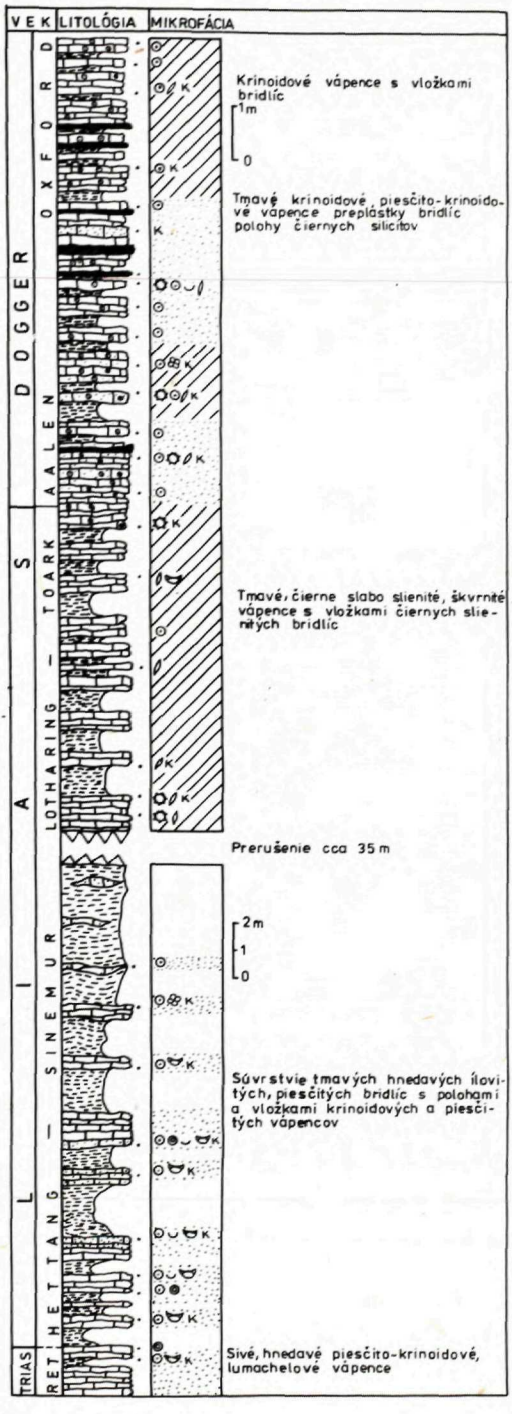
Azda v žiadnom karbonátovom súvrství mezozoika Západných Karpát nie je klastická prímes takým charakteristickým komponentom ako v spodnoliasových vápencoch tatríd. V obalových sériách Veľkej a Malej Fatry, predovšetkým v ich východných častiach, patrí k dôležitým faktorom pri interpretácii sedimentačných podmienok. Percentuálne zastúpenie kremeňa sa pohybuje v oblasti Veľkého Šiprúňa 20—40 %. Maximálna veľkosť úlomkov je 5,2 cm, priemerná veľkosť 0,5—2,8 mm.

V oblasti Ľubochnianskej doliny sú obsahy 15—20 %. Veľkosť fragmentov 0,3—3,2 mm. Podobne vo v. časti Malej Fatry sú podiely klastického kremeňa zvýšené. Veľkosť sa pohybuje od 0,6—2,5 mm. Často sa vyskytujú fragmenty kremencov mozaikovej štruktúry.

Chemické analýzy spodného liasu (ílovitý pieskovec, piesčito-krinoidové vápence)

| kysl. | Malá Magura | Malá Fatra | Veľká Fatra |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57,27 % | 4,97 % | 7,17 % |
| $TiO_2$ | 0,72 | 0,02 | stopy |
| $Al_2O_3$ | 19,33 | 0,92 | 2,41 |
| $Fe_2O_3$ | 6,67 | 0,18 | 3,99 |
| FeO | 0,78 | 1,60 | 0,22 |
| CaO | 0,77 | 51,05 | 44,14 |
| MgO | 1,69 | 1,04 | 1,40 |
| MnO | 0,08 | 0,03 | 0,03 |
| $P_2O_5$ | 0,10 | stopy | 0,14 |
| $K_2O$ | 2,46 | 0,09 | 0,32 |
| $Na_2O$ | 0,60 | 0,04 | 0,08 |

Malá Magura, lok.: V od Valašskej Belej, Malá Fatra 1000 m S od Chlebu, Veľká Fatra Belianska dolina pri Martine. Anal. Ing. V. Šaturová.




Obr. 5 Litofaciálny profil liasom — doggerom obalovej série Malej Magury (lokalita 1 km sv. od Valaskej Belej)

Z akcesórií sa nachádzajú zrnká zirkónu, turmalínu a hnedočerveného rutilu. Z nestabilných úlomkov hornín sú to zrná rozložených živcov, muskovitu a biotitu.

Autigénny kremeň tvorí idiomorfne obmedzené kryštáliky stĺpčekovitého tvaru, veľkosti 0,2—1,5 mm.

Autigénny živec identifikovaný vo dvoch prípadoch autochtónu Veľkej Fatry (Šiprúň, Belianska dolina), idiomorfne obmedzené zrná 0,2—0,3 mm.

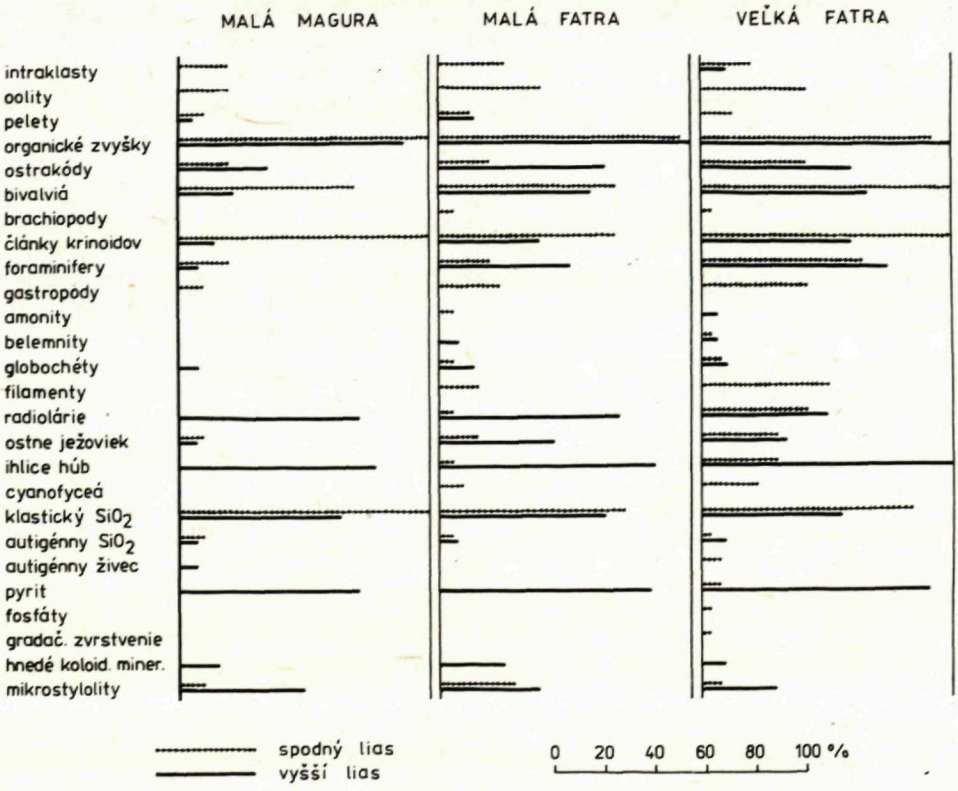
Pyrit sa vzhľadom na charakter sedimentu vyskytuje sporadicky vo forme drobných globuliek

Fosfáty boli zistené len vo Veľkej Fatre v oblasti Podhradskej doliny (M. Mišík — A. Pospíšil 1964; M. Sýkora 1975). Mineralogicky ide o frankolit.

Fe koloidné minerály sú viazané na zvyšky organizmov, plochy stylolitizácie a sú voľne rozptýlené v hornine (obr. 6).

## Evinospongiové štruktúry

Rozšírené sú v sivých, hnedastých slabokrinoidových vápencov obalovej série Veľkej Fatry (Belianska dolina). Tvorí ich dvojitý typ kalcitu (tab. XIX). Vonkajšiu časť tvoria tenké laminy tmavého krustifikačného kalcitu, centrálnu časť svetlý




Obr. 6 Frekvencia základných mikrofaciálnych zložiek liasu

hrubokryštalický sparit. Sporadicky sa medzi nimi vyskytujú laminy svetlého mikritického kalcitu.

Silicity

Nachádzajú sa len sporadicky vo forme hľúz, resp. málo mocných polôh. Podľa ich povahy v zmysle J. Petránka (1963) patria ku kryptogénnym silicitom, z menšej časti ku spongolitom. Mineralogicky ich tvorí chalcedón s ojedinelými zvyškami organizmov.

Vyšší lias

Fleckenmergelová litofácia predstavuje typické súvrstvie liasu Západných Karpát. Poväčšine ide o „normálny" typ fleckenmerglu (M. Rakús 1969) vytvorený z tmavosivých, slienitých, škvrnitých vápencov takmer pravidelne alternujúcich s tmavými ílovitými bridlicami. Táto charakteristika súvrstvia platí predovšetkým pre Malú a Veľkú Fatru.

V malomagurskej sérii má odlišný charakter. Tvorí ho súvrstvie tmavosivých až čiernych slienitých vápencov, niekedy silne prekremenených, intenzívne zbridličnatených, takže makroskopicky má súvrstvie vzhľad pelitického sedimentu. Podrobná mikrofaciálna analýza potvrdila, že pôvodne išlo o bežnú fleckenmergelovú litofáciu (algäuské vrstvy), ktorá bola intenzívne tektonicky prepracovaná.

Stratigrafické rozpätie tohto komplexu je v jednotlivých pohoriach značne rozdielne. V malomagurskej sérii sa vyznačuje nápadným nedostatkom fauny, čo súvisí s tektonickým prepracovaním súvrstvia. M. Maheľ (1967) považuje na základe chudobnej echiocerasovej fauny súvrstvie za lotharing — pliensbach.

V Malej Fatre je fleckenmergel toarkského veku. Bohatá amonitová fauna pochádza zo Zázrivskej doliny. D. Andrusov (1931) in A. Matějka (1931) uvádza tieto:
*Harpoceras* sp., *Tmetmoceras* sp. ind., *Cuspithethis oxycona* Ziet., *Holcotheuthis* cf. *paxilosa* (Schloth.), M. Rakús (1969, 1972): *Lytoceras* cf. *postfibriatum* (Prinz.), *Grammoceras* cf. *radians* (Bronn.), *Juraphyllites* sp., *Arieticeras* cf. *algovianum* (Oppel), ? *Fuciniceras* sp.,

Fleckenmergelová litofácia tatríd Veľkej Fatry je pliensbach — toarkského veku. Západne od Kečky v Ľubochnianskej doline boli nájdené amonity určené M. Rakúsom (1974) ako: *Amaltheus* sp., *Harpoceratidae* ex. gr.

Mikrofaciálne sú vápence vytvorené z biomikritov s výrazne zastúpeným organickým komponentom. Ihlice húb sa vyskytujú vo viac ako 90 % materiálu. Ide o Monactinellida, kalcifikované, zriedkavo silicifikované a pyritizované (tab. XX) (čiarkovitý pyrit).

Rádiolárie — takmer vždy kalcifikované, prítomné v 67,2 % materiálu. Foraminifery — vyskytujú sa v 42 %. *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp.,

Chemické analýzy fleckenmergelu

| kysl. | Malá Magura | Malá Fatra | Veľká Fatra | |
|---|---|---|---|---|
| | | | a | b |
| $SiO_2$ | 13,29 % | 19,32 % | 13,48 % | 25,22 % |
| CaO | 45,51 | 38,31 | 43,44 | 34,28 |
| $TiO_2$ | 0,05 | 0,04 | stopy | stopy |
| $Al_2O_3$ | 0,92 | 1,27 | 1,52 | 2,41 |
| $Fe_2O_3$ | 0,72 | 1,42 | 0,69 | 0,97 |
| MnO | 0,06 | 0,21 | 0,07 | 0,04 |
| $P_2O_5$ | 0,08 | stopy | 0,05 | 0,04 |
| MgO | 1,14 | 4,03 | 1,90 | 3,29 |

Malá Magura, lok.: Slávikova dolina, Malá Fatra: Zázrivská dolina, Veľká Fatra: b) Ľubochnianska dolina, a) Belianska dolina. Anal. V. Dvonč, Ing. V. Šaturová.

Ostrakódy kalcifikované, tvoria 53 %, bivalie sporadicky vo forme detritu, ojedinele tenkostenné formy.

Z ostatných skupín organizmov sú zriedkavé fragmenty krinoidových článkov, ostne ježoviek, globochéty (*Globochaete alpina* Lombard).

Anorganické alochémy zastupujú okrajovo intraklasty nepravidelného tvaru, veľkosť 0,2—1 mm. Pelety sa vyskytujú len sporadicky. Klastická prímes je vytvorená z ostrohranných fragmentov kremeňa aleuritovej kategórie, nepresahuje 1 %. Najvýraznejšie zastúpeným autigénnym minerálom je pyrit, prítomný v 65 % materiálu.

V nadloží slienitých škvrnitých vápencov tatríd Malej Fatry (Zázrivská dolina) bola vyčlenená samostatná litofácia kremitého fleckenmergelu (M. Polák 1975).

## Dogger — oxford

Najrozšírenejšou litofáciou tohto stratigrafického horizontu Západných Karpát je súvrstvie pestrých rádioláriových vápencov a rádiolaritov. Táto náplň je typická aj pre autochtóny Malej a Veľkej Fatry.

V obalovej sérii Malej Magury je dogger zastúpený podstatne odlišným vývojom. Tvorí ho mohutný, asi 100—150 m hrubý komplex tmavých, čiernych krinoidových, krinoidovo-piesčitých lavicovitých (10—50 cm) vápencov s pomerne pravidelnými polohami a hľuzami čiernych silicitov (tab. XXIV, obr. 1). Celý komplex má charakter rytmického sedimentu s pomerne previdelnou alternáciou základných litofácií. Pomer vápencov k silicitom je 5 : 1.

Litofaciálna náplň jednotlivých profilových línií je celkove jednotná. (Najlepšie vyvinuté je súvrstvie v. od Valaskej Belej a v Slávikovej doline). V bazálnych častiach sú zväčša čierne, silno piesčité vápence až vápnité pieskovce s výraznými zrnkami kremeňa o veľkosti v priemere 5 mm. V najspodnejších laviciach je výrazne vyvinuté gradačné zvrstvenie.

Vyššie časti komplexov tvoria čierne strednozrnné až hrubozrnné piesčito-krinoidové vápence, pravidelne sa striedajúce s čiernymi silicitmi a medzivrstvičkami čiernych ílovitých bridlíc. Ďalší komplex tvoria čierne jemnokrinoidové lavicovité (5—50 cm) vápence s polohami rohovcov. V Slávikovej doline je nad týmto komplexom vyvinutá poloha lumachelových organodetritických vápencov, kým západnejšie sa uplatňujú pelitickejšie členy. V najvyšších častiach súvrství je badateľné postupné prehĺbovanie sedimentačného priestoru, prejavujúce sa sedimentáciou jemnokrinoidových vápencov alternujúcich s ílovcami a silicitmi.

Stratigraficky M. Maheľ (1957, 1967) na základe fauny *Placunopsis tatrica* Zieten, *Chlamys* cf. *subtextoria* Münst. považuje súvrstvie za dogger — oxford.

Z mikrofaciálnych prvkov sú najčastejšie články echinodermátov (detrit), veľkosti 0,1—1,2 mm. Fragmety lamelibranchiátov sa pohybujú v rozmedzí 0,4—5 mm. Foraminifery sú zriedkavé, zastúpené sú lagenidnými formami (tab. XXI, obr. 1, 2). V karbonátoch s mikritickou základnou hmotou sú častejšie kalcifikované rádiolárie, ihlice húb, ojedinele vyplnené chalcedónom.

Podstatnou a hojnou zložkou karbonátov je klastická prímes — zrná kremeňa angulárneho tvaru dosahujú ojedinele až 40 % obsahu, veľkosť 0,1—2 mm. Tento obsah odrážajú sčasti aj chemické analýzy z piesčito-krinoidových, rohovcových vápencov.

| kysl. | a | b | kysl. | a | b |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 32,21 % | 56,95 % | CaO | 34,21 % | 21,03 % |
| $TiO_2$ | 0,20 | 0,10 | MgO | 2,01 | 1,30 |
| $Al_2O_3$ | 1,21 | 1,53 | $K_2O$ | 0,66 | 0,49 |
| $Fe_2O_3$ | stopy | stopy | $Na_2O$ | 0,60 | 0,40 |
| FeO | 1,03 | 0,83 | MnO | 0,10 | stopy |
| $P_2O_5$ | 0,17 | 0,14 | $CO_2$ | 26,90 | 16,70 |

Lok.: Sláviková dolina, anal. V. Dvonč

## Silicity

Sú zastúpené dvoma typmi: a) kryptogénne silicity — rohovce b) spongolity (J. Petránek l.c.). Rohovce tvorí mikrokryštalická chalcedónová hmota s roztrúsenými organickými zvyškami (rádiolárie, ihlice húb) s takmer zastretou pôvodnou štruktúrou.

Spongolity tvoria 15—20 % silicitov. Vytvorené sú z 55—60 % silicifikovaných ihlíc húb. Časť z nich býva aj v silicitoch kalcifikovaná. Sporadicky sa vyskytujú rádiolárie a ostrakódy. V oboch typoch silicitov sú pravidelné, idiomorfne obmedzené klence kalcitu, miestami sú zachované relikty organizmov. Veľkosť sa pohybuje od 0,1—0,5 mm.

V autochtónoch Malej a Veľkej Fatry je dogger — oxford vytvorený z červených, zelených, sivých kremitých rádiolárioových, miestami výrazne laminovaných

vápencov s polohami rádiolaritov a tenkými medzivrstvičkami ílovitých bridlíc. Takáto náplň je takmer pravidelná v oboch pohoriach, lokálne sa objavujú odchýlky. V Malej Fatre je vyvinutý len v niekoľkých šošovkách (maximálne 10 m) v oblasti Pekelníka a Zázrivskej doliny. Vo Veľkej Fatre dosahuje maximálnu mocnosť 15—18 m v oblasti Veľkého Šiprúňa a v Belianskej doline (obr. 7).

Z mikrofaciálneho hľadiska predstavujú tieto súvrstvia monotónne horniny, mikrofaciálne zložky sú malo pestré. Rádiolarie sa nachádzajú vo všetkom materiáli, a to druh Nassellaria, ktorý prevláda nad spumeláriovými formami. Len z 5—8 % podľahli silicifikácii, zvyšok je kalcifikovaný. Ostrakódy tvoria stály sprievodný doplnok rádiolárií. Sporadicky sa k nim pridávajú fragmenty tenkostenných bivalvií, globochéty, drobný detrit kolumnálií echinodermátov.

Základná hmota horniny je mikritická, výrazne sfarbená oxidmi a hydroxidmi Fe, silne prekremenená, prejavujúca sa vysokým podielom $SiO_2$ zložky, vyjadrenej v chemických analýzach, kremitých rádiolároviých vápencov.

| kysl. | Malá Fatra | Veľká Fatra |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 40,26 % | 53,39 % |
| CaO | 30,65 | 26,25 |
| $Fe_2O_3$ | 2,08 | 0,48 |
| $Al_2O_3$ | 1,27 | 2,42 |
| MgO | 0,40 | 0,59 |
| $P_2O_5$ | 0,04 | 0,115 |
| $K_2O$ | 0,06 | 0,12 |
| $Na_2O$ | 0,02 | 0,40 |

Lok. Malá Fatra, 750 m SZ od Koniarok; Veľká Fatra, Belianská dolina. Anal. V. Dvonč.

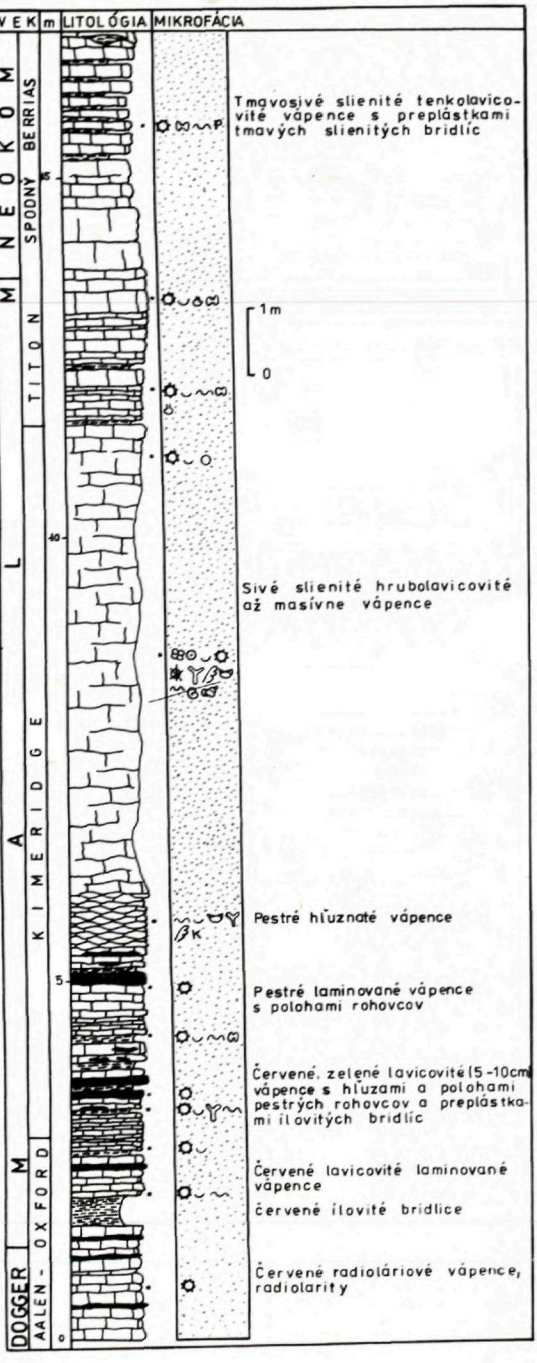
### Rádiolarity

Sú typickou zložkou doggerského súvrstvia. Tvoria zvyčajne 5—20 cm polohy, nepravidelné hľuzy pretiahnuté v smere vrstiev. Majú typický ostrohranný a nepravidelný lom. Mineralogicky ich tvorí jemnokryštalický chalcedón. Organická zložka je zastúpená výhradne silicifikovanými rádiolériami, nejasne ohraničenými, často len ako fantómy. Rádiolarity obsahujú hojné autigénne idiomorfné kryštáliky kalcitu.

### Malm

Karbonáty malmu sú zastúpené v spodnej časti pestrými slabo slienitými, krinoidovými, doskovitými, hľuznatými vápencami a rádiolaritmi stratigrafického rozpätia vrchný oxford — kimeridž. Vrchnú časť tvoria sivé, slienité, rohovcové kalpionelové vápence, litologicky späté s neokómskym komplexom.

Najlepšie vyvinuté je súvrstvie spodnej časti v autochtóne Veľkej Fatry, kde




Obr. 7 Litofaciálny profil doggerom — titónom obalovej série Veľkej Fatry (Belianska dolina pri Martine)

dosahuje až 40 m (Belianska dolina). Tvoria ho ružové, červené doskovité, tenkolavicovité vápence s polohami rádiolaritov (tab. XXIV, obr. 2), prechádzajúcich do červených laminovaných a drobnodetritických vápencov. Vrchnú časť tvoria sivé slienité kalpionelové vápence typu „biancone".

V obalovej sérii Malej Fatry je horizont vrchný oxford — kimeridž vyvinutý len rudimentárne, vo v. časti — v Zázrivskej doline — zastúpené sivými, ružovými, slaboslienitými doskovitými a hľuznatými vápencami. Typické sú polohy zelených krinoidových vápencov so zvýšeným podielom klastickej zložky. miestami obsahujú vápence hojné chloritové konkrécie, podávajúce dôkaz o existencii hardgroundu. Titónske vápence tvoria mohutný komplex v ich nadloží.

V malomagurskej obalovej sérii do malmu patria malé šošovky slienitých rohovcových vápencov. Kalpionelové vápence tvoria bázu mohutného neokómskeho komplexu.

Mikrofaciálne ide v spodnej časti komplexu predovšetkým o biomikrity s výrazným obsahom organickej zložky, presahujúcej miestami 60 %. Na základe pomeru jednotlivých zložiek boli určené tieto typy: a) sakokómová mikrofácia, b) rádiolária mikrofácia, c) vláknová mikrofácia, d) protoglobigerínová mikrofácia, e) aptychová mikrofácia.

### Sakokomová mikrofácia

prierezy planktonickými krinoidmi Saccocoma sp. majú dôležitý stratigrafický význam pre kimeridžský — spodnotitónsky horizont (A. Lombard 1945; R. Verniory 1955; M. Mišík 1959). Ide o prierezy sekundabranchiálií tvaru „V" a „Y" (tab. XXII, obr. 3), prípadne detailnejšie rozvetvených kalcifikovaných útvarov veľkosti 0,8—1,2 mm. Sprevádzané sú rádiolériami, prierezmi tenkostenných schránok lamelibranciátov. Celá táto asociácia je sprevádzaná globochétami a ostrakódami poukazuje na sedimentáciu v otvorenom mori.

Aptychová mikrofácia (tab. XXIII, obr. 1, 2) je charakteristickou mikrofáciou malmského horizontu. Ich koncentrácia dosahuje v niektorých prípadoch až 50 %. Sú typické zubovitou kresbou a miernym ohnutím. V malej miere sú prítomné juvenilné vývojové formy amonitov. Kolumnálie krinoidových článkov sú len sporadické, viac sú zastúpené v krinoidových vápencoch Zázrivskej doliny. Kadosíny sú vo vápencoch malmu Malej Fatry zastúpené druhmi: *Cadosina malmica* (Borza), *Cadosina pulla* (Nagy), *Cadosina lapidosa* (Vogler).

Klastická prímes — úlomky kremeňa angulárnych tvarov, veľkosti 0,01—0,16 mm sú hojnejšie v zelených a ružových vápencoch malofatranskej série (Zázrivská dolina), kde dosahujú zastúpenie do 5 %. V ostatnom materiáli sa kvantitatívne pohybujú pod 1 % v aleuritovej kategórii.

Chemické analýzy malmských karbonátov Malá Magura — kremitý rohovcový vápenec, Malá Fatra — slaboslienitý vápenec, Veľká Fatra — kremitý hľuznatý, rohovcový vápenec

| kysl. | Malá Magura | Malá Fatra | Veľká Fatra |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51,09 % | 5,19 % | 35,77 % |
| CaO | 25,03 | 49,03 | 30,84 |
| $TiO_2$ | 0,12 | 0,12 | 1,27 |
| $Al_2O_3$ | 1,28 | 1,80 | 1,15 |
| FeO | 1,08 | 0,85 | stopy |
| $Fe_2O_3$ | stopy | stopy | 0,20 |
| MgO | 1,01 | 1,61 | 1,21 |
| MnO | 0,14 | 0,15 | 0,22 |
| $P_2O_5$ | 0,09 | 0,15 | stopy |
| $K_2O$ | 0,46 | 0,58 | stopy |
| $Na_2O$ | 0,21 | 0,60 | stopy |

Lok. Malá Magura 600 m sz. od Valaskej Belej, Malá Fatra, Zázrivská dolina, Veľká Fatra, Belianska dolina, anal. V. Dvonč.

Vo vrchnej časti komplexu (báza slienitých rohovcových vápencov) je typická koncentrácia tintiníd, ktoré rozčleňujú celý tento komplex.

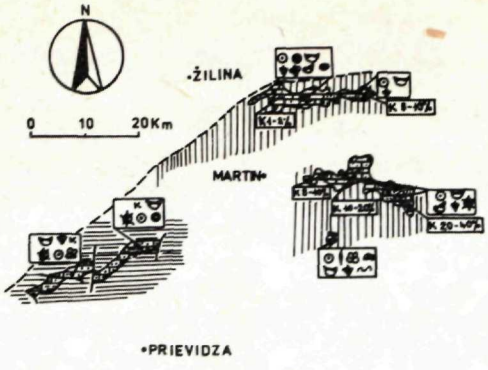
Z vrchnotitónskych foriem sa vyskytuje: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadish, *Crassicollaria parvula* Remane, *Crassicollaria intermedia* (Durang-Delga),

Vo vyšších častiach — berriaské formy *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Calpionellopsis oblonga* Cadish. Na tieto bazálne plochy súvrstvia sú viazané aj najvyššie koncentrácie globochét, pridávajú sa juvenilné formy amonitov, rádiolárie.

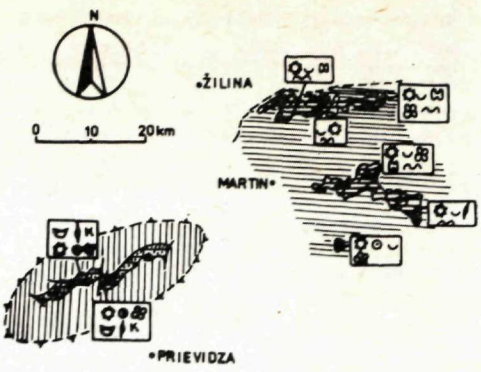
**Paleogeografia**

Pôvodne pomerne jednoduchý sedimentačný priestor triasu sa začiatkom jury rozčlenil na niekoľko pozdĺžnych hlbokých sedimentačných bazénov, trógov, oddelených kordilierovými oblasťami. Tento režim bol určujúcim faktorom distribúcie jednotlivých litotypov počas celého liasu, pričom vo vyšších častiach sa začína prejavovať zjednodušenie stavby podložia, čo odráža charakter sedimentácie, postupným vyrovnávaním litofácií.

Sedimentácia spodného liasu tatridných obalových sérií Veľkej a Malej Fatry je charakterizovaná pestrými, výrazne plytkovodnými kordilierovými fáciami krinoidových vápencov s rozdielnym kvantitatívnym zastúpením klastickej zložky v rámci pohoria. Zvýšený obsah klastík je typický pre východné časti Veľkej Fatry (oblasť Šiprúňa v priemere 30 %, Ľubochnianska dolina 15 % a Malej Fatry. Poukazuje to na priamy vplyv najbližšieho — ľubochnianskeho kryštalického jadra, ovplyvňujúceho sedimentáciu (možno teda vysloviť názor, že začiatkom spodného liasu boli elevácie kryštalinika rozložené približne v tých miestach, kde sú dnešné elevácie) (obr. 8).




Obr. 8 Litofaciálno-paleogeografická schéma — spodný lias




Obr. 9 Litofaciálno-paleogeografická schéma — dogger až oxford

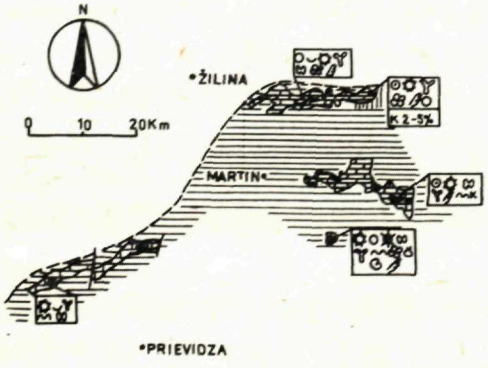
Počas tohto obdobia nastávajú veľmi rýchle a pulzačné zmeny hydrodynamického a zvlášť hydrochemického faktora.

Geneticky sú litofácie spodného liasu autochtónov Malej a Veľkej Fatry viazané na plytkovodné dynamické prostredie s vyznievaním prínosu klastickej prímesi smerom na západ.

Odlišného typu bola sedimentácia spodného liasu obalovej série v Malej Magure, kde prevláda ílovcová sedimentácia s ojedinelými vložkami krinoidovo-piesčitých a oolitických vápencov. Vznikla vo výrazne hlbokovodných podmienkach s nízkym stupňom zvetrania.

Najväčšie plošné rozšírenie v liase dosahuje súvrstvie slienitých škvrnitých vápencov a ílovcov, ktoré tvorí výrazný rytmit. Vo v. časti Malej Fatry je vyvinutá litofácia kremitého fleckenmergelu so spongolitmi. Počas vyššieho liasu sa v celom sedimentačnom priestore vyrovnávajú sedimentačné podmienky a stále sa prehlbuje bazén. Sedimentácia tohto typu prebiehala v uzavretom bazéne s obmedzenou cirkuláciou, tým došlo k vzniku podmienok euxinského typu, ktorých nositeľom bol v tomto období plne rozvinutý „šiprúnsko-malomagurský tróg".

V intervale dogger — oxford pokračuje ďalšie faciálne vyrovnávanie, ale aj tak sa




Obr. 10 Litofaciálno-paleogeografická schéma — spodný až stredný malm

v jednotlivých oblastiach prejavujú výrazné rozdiely v charaktere sedimentačného materiálu. Základné litofaciálne komplexy vznikali v dvoch diametrálne odlišných podmienkach (obr. 9).

Sedimentácia krinoidových, krinoidovo-piesčitých vápencov malomagurskej obalovej série prebiehala vo veľmi splytčenom, elevačnom priestore s intenzívnym prínosom klastického materiálu z blízkej pevniny. Počas krátkeho intervalu vznikla v tejto oblasti veľmi výrazná faciálna inverzia, a to medzi spodným liasom a doggerom — oxfordom.

V obalových sériách Malej a Veľkej Fatry sedimentovali pestré rádiolárioové vápence a rádiolarity, predstavujúce litofáciu viazanú na najväčšiu hĺbku v karpatskej geosynklinálnej oblasti s kolísaním hydrochemického faktora.

Počas malmu pokračuje ďalšie vyrovnávanie sedimentačných podmienok zvlášť charakteristické pre tatridný sedimentačný priestor typickou sedimentáciou hlbokovodnej pelagickej litofácie. Vo východnej časti Malej Fatry boli lokálne plytšie podmienky s doznievajúcim vplyvom zdroja klastického materiálu, prejavujúce sa obsahom klastickej prímesi aleuritovej kategórie o obsahu do 5 % (obr. 10).

V titóne, v prevažnej časti tatríd pokračuje hlbokovodná pelagická sedimentácia, iba vo Vysokých Tatrách sa prejavuje výrazné splytčenie s prejavmi vulkanizmu.

## Záver

Predložený príspevok (prehľad litologicko-faciálnych a paleogeografických faktov jurských sedimentov tatríd sledovaných oblastí) dokazuje, že tatridy Západných Karpát poskytnú v budúcom období mnoho ďalšieho faktografického materiálu, potrebného pre paleogeografické interpretácie.

Do tlače odporučil M. Mišík.

## Literatúra

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

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát. II, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

BECK, H. — VETERS, H. 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpaten. Beiträge zur Geologie. Geol. Oest. Ung., 16, Wien.

BESLER, W. 1959: Die Jura — Fleckenmergel des Tanheimer Tales Ausserfern, Tirol. Jb. Geol. Bundesanst. 102, Wien, 417—460.

BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippen Zone der Westkarpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

BUJNOVSKÝ, A. 1975: Jura krížňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67—83.

BYSTRICKÝ, J. 1956: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní Veľkej a Malej Fatry. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of Limestones. Bull. Amer. Assoc. Geol. 43, Tulsa, 1—38.
KOCHANOVÁ, M. 1967: K problému hranice rét — hettang v Západných Karpatoch. (Zur Rhaet-Hettang Grenze in den Westkarpaten). Západné Karpaty, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—102.
LOMBARD, A. 1945: Atribution des microfossiles du Jurassique — Superier à des Chlorophycées. Eclogae Geol. Helvetia, 31, 8, Basel.
MAHEĽ, M. 1950: Obalová séria Inovca. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 2, 1, Bratislava, 47—58.
MAHEĽ, M. 1957a: Jadrové pohoria — špecifický znak Západných Karpát. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 8,1, Bratislava, 180—193.
MAHEĽ, M. et al. (1967): Regionální geologie ČSSR, Západní Karpaty, 1, Ústř. Úst. geol., Praha.
MATĚJKA, A. 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sborn. Stát. geol. Úst., 7, Praha, 529—617.
MATĚJKA, A. 1931: La partie Orientale de la Malá Fatra. Guide des excursions... Knih. Stát. geol. Úst., 13 A, Praha, 303—316.
MATĚJKA, A. — ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Karpates occidentales de la Slovaque centrale et des regions avosinantes. Guide des excursions... Knih. Stát. geol. Úst. 13 A, Praha, 19—163.
MELLO, J. et al. 1975: Litofaciálne a paleogeografické mapy Slovenska — mezozoikum 75, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MIŠÍK, M. 1959a: Lombardiová mikrofácia — vedúci horizont v malme Západných Karpát. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 10,1, Bratislava, 171—182.
MIŠÍK, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
MIŠÍK, M. 1973: Structures of the cherts concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian, West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 24,1, Bratislava, 141—162.
MIŠÍK, M. 1974: Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. Acta Geol. Polon. 24, 3, Warszawa, 485—503.
MIŠÍK, M. — POSPÍŠIL, A. 1964: On the occurence of phosphoritic rocks from the liassic of the Malá Fatra. Geol. Zborn. Slov, Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 311—317.
MIŠÍK, M. — RAKÚS, M. 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Západné Karpaty, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 159—184.
PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny. Vydav. Čs. Akad. Věd, Praha.
POLÁK, M. 1975: Kremitý fleckenmergel obalovej série Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—226.
POLÁK, M. 1976: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatridných obalových sérií Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Kand. diz. práca, Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
PEVNÝ, J. 1965 in M. KOCHANOVÁ 1965: K problému hranice rét-hettang v Západných Karpatoch. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
RAKÚS, M. 1969: Biostratigrafický výskum litofácií liasu v centrálnom pásme Zápdných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava
SIBLÍK, M. 1964: K nálezu liasových brachiopodu v horní části Belanské doliny (Veľká Fatra). Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—181.
SÝKORA, M. 1975: Geologické pomery sz. časti Veľkej Fatry. Rigorózna práca. Archív Prír. Fak. Univ. Kom. Bratislava.
TERMIER, H. — TERMIER, G. 1952: Histoire geologique de la Biosphére. Masson et Cie Editeurs 117, Paris, 1—171.
UHLIG, V. 1898: Berichte über die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. Akad. Wiss. Nat. 67, Wien.
UHLIG, V. 1902: Beiträge zur Geologie des Fatra-Kriváň Gebirges. Denkschr. Akad. Wiss. Nat., 72, Wien.

VERNIORY, R. 1955: Extension géographique et stratigraphique de genre Saccocoma Agassiz dans le Dauphine Meridional et en Provence. Arch. des Scien. de Genève, 7,4, Genève.
VETTERS, H. 1909: Beiträge zur Geologie des Žiar Gebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungern. Denkschr. Akad. Wiss. Nat., 62, Wien.

Milan Polák

## Jurassic of the Tatric in the Malá Magura, Malá and Veľká Fatra Mts.

Summary of the Slovak text

The detailed lithological-facial investigation of the considered autochthonous groups we have started in connection with compiling lithofacial-paleogeographical maps of Czechoslovakia.

The originally relatively simple sedimentation area of the Triassic was dissected into a series of longitudinal deep deposition basins-troughs, separated by cordillera areas, at the beginning of the Jurassic. This regime was the controlling factor of distribution of the individual lithotypes troughout the Liassic, in the higher parts a simplification of the basement structure started to be evident as reflected in the character of sedimentation, with lithofacies becoming gradually more uniform.

Sedimentation of the Lower Liassic of the Tatride mantle groups of the Veľká and Malá Fatra Mts. is characterized by variegated, distinctly shallow-water cordillera facies of crinoidal limestones with different quantitative representation of clastic component within a mountain range. An increased content of clastic admixture is characteristic of the eastern parts of the Veľká Fatra Mts. (Area of Šiprúň 30 %, on an average Lubochnianská dolina valley 15 %) and Malá Fatra Mts.

It points to the direct influence of the nearest Ľubochňa crystalline core-affecting the sedimentation (so the opinion may be expressed that at the beginning of the Lower Liassic distribution of the elevations was aproximately at the same places as at present.). In that time very rapid and pulsative changes of the hydrodynamic and especially of the hydrochemical factors were taking place.

Genetically the Lower Liassic lithofacies of the Malá and Veľká Fatra autochthonous are bound to a shallow water dynamic enviroment with fading out supply of clastic admixture towards the west.

A sedimentation of different type was that of the Lower Liassic of the mantle group in the Malá Magura, with predominating claystone sedimentation and oolitic limestones. It took place under more distinct deep-water conditions with low degree of weathering.

The largest areal extension in the Liassic reached the complex of marly, spotted limestones and claystones, representing a disting rhythmite. In the eastern part of the Malá Fatra Mts. the lithofacies of siliceous fleckenmergel with spongolites is developed.

In the Upper Liassic conditions of deposition were getting more uniform and the basin was steadily deepening in the whole sedimentation area. Sedimentation of this type was taking place in a closed basin with limited circulation, giving rise to conditions of euxinic type, the bearer of which was the completely developed „Šiprúň — Malá Magura trough" in that time.

In the interval Dogger — Oxfordian facies kept on getting more equal, however, in the individual areas distinct differences in the character of sedimentary material were evident on the other hand.

In interpretation of sedimentation conditions we state that the investigated lithofacial complexes formed under two diametrically different conditions.

Sedimentation of crinoidal, crinoidal-sandy limestones of the Malá Magura mantle group was taking place in a very shallowed-elevation area with intense supply of clastic material from the near mainland. In the time of the short interval a very distinct facial inversion occurred between the Lower Liassic and Dogger-Oxfordian.

In the mantle groups of the Malá and Veľká Fatra Mts. variegated radiolarian limestones and

radiolarites deposited, representing a lithofacies bound to greatest depth in the Carpathian geosynclinal region with fluctuation of the hydrochemical factor.

In the Malm sedimentation conditions continued getting more equal, as is particularly characteristic of the Tatride sedimentation area, which is typical by sedimentation of deep-water pelagic lithofacies. In the eastern part of the Malá Fatra Mts. were locally shallower conditions with fading out influence of the source of clastic material, showing itself in the content of clastic admixture of silty category up to 5 %.

In the Tithonian deep-water pelagic sedimentation continued in the major part of the Tatric, only in the High Tatra distinct shallowing with manifestations of volcanism was evident.

Translated by J. Pevný.

## Vysvetlivky k tabuľkám XVII—XXIV

### Tabuľka XVII

1 — krinoidový vápenec. Okraje echinodermatových článkov sú utínané mikrostylolitmi. Úlomky angulárných zŕn kremeňa.
Hettanž — obalová séria Malá Magura. Lok: v. od Valaskej Belej zväčš: 12x, foto: Ľ. Deák

2 — Prierez schránkou gastropóda. Komôrky vypĺňa sparit s úlomkami kremeňa.
Spodný lias — obalová séria Malá Fatra. Lok: hrebeň, 1000 m sz. od V. Kriváňa
zväčš: 29×, foto: M. Švec

3 — Piesčito-krinoidový vápenec. Prierez schránkou gastropóda, články krinoidov, detrit bivalvií, zriedkavo oolity. Klastický kremeň cca 30 %.
Hettanž-obalová séria Veľká Fatra. Lok: kóta 1445 m, sz. od Veľkého Šiprúňa.
zväčš: 12×, foto: Ľ. Deák

4 — Úlomok fosforitu, v krinoidovom vápenci. Hojný kalcitový detrit krinoidov, foraminifér, fosforit tvorí základnú hmotu.
Sinemur obalová séria Veľká Fatra Lok: Podhradská dolina. Mat. Dr. M. Sýkoru.
zväčš: 12×, foto: M. Polák

### Tabuľka XVIII

1 — Ooomikrit. Centrá oolitov tvorí klastický kremeň. Priemerná veľkosť 0,20 mm.
Spodný lias — obalová séria Malá Fatra. Lok: sedlo medzi Veľkým Kriváňom a Pekelníkom.
zväčš: 40×, foto: M. Švec

2 — Biomikrit. Päťuholníkové kolumnálie krinoidov v krinoidovom vápenci.
Hettanž-obalová séria Malá Fatra. Lok: Belianska dolina pri Žiline.
Zväčš: 12 ×, foto: Ľ. Deák

3 — Napechovaný biomikrit. Foraminiferová mikrofácia. Úlomky kolumnálií krinoidov a bivalvií.
Spodný lias — obalová séria Veľká Fatra. Lok: Belianska dolina pri Martine.
zväčš: 12 ×, foto: Ľ. Deák

4 — Drobodetritický vápenec biomikrit. Prierez kalcifikovanou ihlicou spongie, časté foraminifery, detrit lamelibranchiátov, krinoidov.
Spodný lias — obalová séria Veľká Fatra. Lok: Belianska dolina pri Martine.
zväčš: 12 ×, foto: Ľ. Deák

### Tabuľka XIX

1 — Prierez schránkou brachiopóda v jemnozrnom kalovom vápenci, sinemur — obalová séria Veľká Fatra. Lok: Podhradská dolina mat. Dr. M. Sýkoru
zväčš: 26 ×, foto: M. Polák

2 — Navetraná časť stonky päťuholníkového krinoida v lumachelovom vápenci.
Hettanž — obalová séria Veľká Fatra. Lok: sz. od Párnice.

3, 4 – Evinospongiové štruktúry v jemnozrnom, kalovom vápenci. Pliensbach — obalová séria Veľká Fatra, lok: Došná dolina.
foto: M. Polák

Tabuľka XX

1 — Biomikrit. V základnej karbonátovej hmote prevládajú kalcifikované axóny húb, mierne usmernené, zriedkavé radiolárie.
Vyšší lias — obalová séria Malá Magura. Lok: Slávikova dolina.
zväčš: 24 ×, foto Ľ. Deák

2 — Biomikrit. Detrit echinodermátov, lamelibranchiátov. Mimo obrazu foraminifery, ostne ježoviek.
Báza fleckenmergla (toark) obalová séria Veľká Fatra. Lok: Belianska dolina pri Martine.
zväčš. 12 ×, foto: Ľ Deák

3 — Biomikrit. Kalcifikované ihlice húb, radiolárie.
Toark obalová séria Veľká Fatra. Lok: Ľubochnianska dolina.
zväčš. 12 ×, foto: Ľ. Deák

4 — „Čiarkovitý pyrit". Kalcit kalcifikovaných silicispongií nahrádza autigénny pyrit.
Toark obalová séria Veľká Fatra. Lok: Ľubochnianska dolina
zväčš. 12 ×, foto: Ľ. Deák

Tabuľka XXI

1 — Piesčito-krinoidový vápenec. Detrit echinodermátov, foraminifery, klastický kremeň.
Dogger — oxford — obalová séria Malá Magura. Lok: laz Agnušinci (v. od Val. Belej).

2 — Biomikrit zložený z krinoidových článkov, úlomkov lamelibranchiátov, foraminefér. Klastická prímes.
Dogger — oxford — obalová séria Malá Magura. Lok: ako obr. 1
zväčš. 1—12 ×

3 — Kryptogénny silicit. Autigénne, idiomorfne obmedzené kryštáliky kalcitu v základnej chalcedónovej hmote. V centrách klencov relikty po radiolériach.
Dogger — oxford — obalová séria Malá Magura. Lok: Slávikova dolina.
zväčš: 40 ×, foto: Ľ. Deák

Tabuľka XXII

1 — Geopetálna, (top-and-bottom) štruktúra radiolárií, fragmenty lamelibranchiátov, filamenty.
Dogger — oxford — obalová séria Malá Magura. Lok: Slávikova dolina.
zväčš: 12 ×, foto: Ľ. Deák

2 — Laminovaný vápenec. Striedaju sa laminy s biomikritickou štruktúrou a mikritických lamín obohatených ílovitým komponentom.
Dogger — oxford — obalová séria Veľká Fatra. Lok: dolina Došná
zväčš: 26 ×, foto: Ľ. Deák

3 — Sakokómová mikrofácia. Prierezy článkov planktonických krinoidov, radiolárie, ostrakódy, filamenty, juvenilné amonity.
Dogger — oxford — obalová séria Malá Fatra. Lok: Zázrivská dolina.
zväčš: 12 ×, foto: M. Polák

Tabuľka XXIII

1 — Aptychová mikrofácia. Prierezy juvenilných lamelibranchiátov *Saccocoma* sp.,
Kimeridž — obalová séria Veľká Fatra. Lok: 300 m sz. od Veľkého Šiprúňa.
zväčš: 12 ×, foto: Ľ. Deák

2 — Radioláriovo-sakokómová mikrofácia. *Saccocoma* sp., aptychy, detrit echinodermátov.
Kimeridž — obalová séria Veľká Fatra. Lok: dolina Došná.
zväčš: 12 ×, foto: Ľ. Deák

3 — Biomikrit. Prierezy *Saccocoma* sp., juvenilnými formami amonitov, radiolárie, kadosíny.
zväčš: 12 × foto: Ľ. Deák

4 — Kalpionelovo-radiolóriová mikrofácia s prierezmi juvenilných amonitov, aptychov. Geopetálna štruktúra radiolárií.
Titón — obalová séria Veľká Fatra. Lok: dolina Došná.
zväčš: 40 ×, foto: Ľ. Deák

Tabuľka XXIV

1 — Piesčito-krinoidové vápence s výrazne vystupujúcou hľuzou silicitu.
dogger — oxford — obalová séria Malá Magura. Lok: Slávikova dolina

2 — Odkryv v súvrství pestrých lavicovitých vápencov a radiolaritov
malm — obalová séria Veľká Fatra. Lok: dolina Došná

3 — Sivé slienité rohovcové, prevrásnené vápence.
titón — neokóm — obalová séria Malá Fatra. Lok: Kameňolom Bralo, Zázrivská dolina,
foto: M. Polák.

Geologické práce, Správy 70 • str. 115—121 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

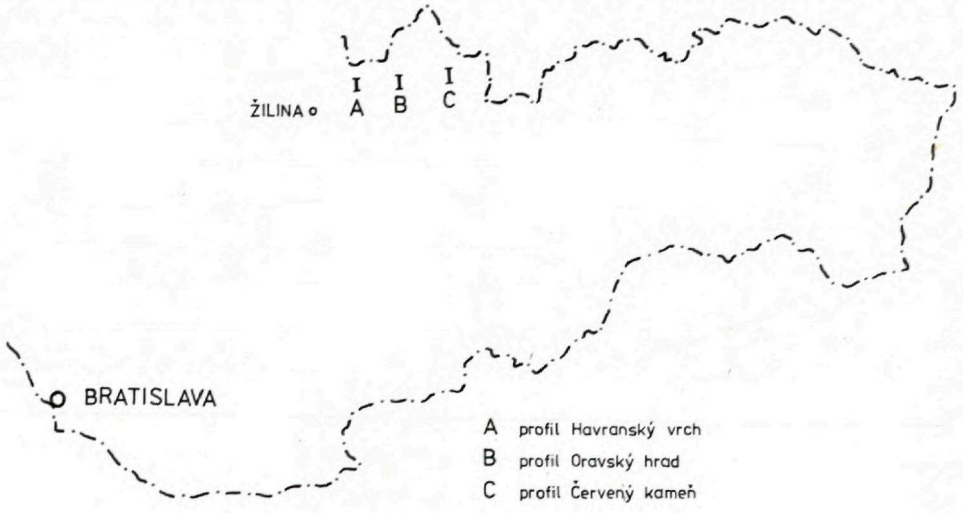
Jaroslav Haško

# Oravská séria — nová séria bradlového pásma Západných Karpát

4 obr. v texte, 4 tab. na kriede (XXV—XXVIII)

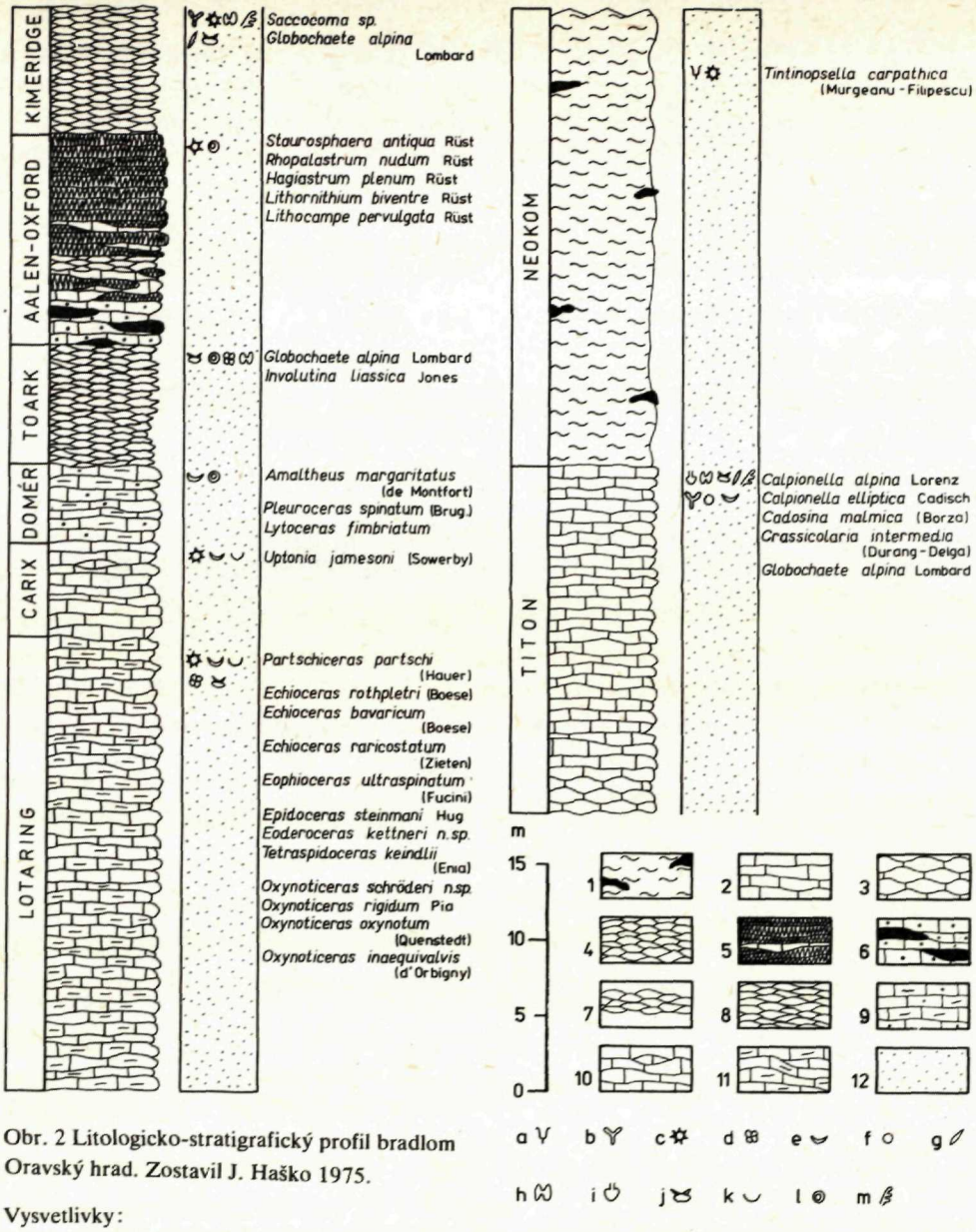
Abstract. The klippes Havranský vrch near Zázrivá, Oravský hrad and Červený Kameň near Podbiel háve so far been assigned to various groups of the Klippen Belt. Detailed lithological-stratigraphical investigations has shown an identical complex with a continuous Lotharingian-Neocomian bed sequence to be concerned, so far not established in the West Carpathians, designated as the Orava group.

D. Andrusov (1931) zaraďoval komplex bradiel Havranský vrch — Kozinec (obr. 4) v okolí Zázrivej do pieninskej série s. s., bradlo Oravského hradu (obr. 2) opísal ako profil kysuckej série (1938). E. Scheibner (1966) priradil toto bradlo k niedzickej sérii bradlového pásma v Poľsku. I keď bradlo Oravského hradu má niektoré zhodné rysy s kysuckou sériou (kalpionelové vápence titónu, škvrnité slienité vápence neokomu, škvrnité vápence lotaringu) i s niedzickou sériou (vývin spodných a vrchných červených hľuznatých vápencov, oddelených polohou červe-




Obr. 1 Lokalizácia študovaných profilov Oravskej série bradlového pásma

RNDr. J. Haško, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.




Obr. 2 Litologicko-stratigrafický profil bradlom Oravský hrad. Zostavil J. Haško 1975.

Vysvetlivky:

1 — tmavosivé škvrnité vápence s rohovcami (neokóm), 2 — svetlosivé lavicovité vápence typu biancone (stredný — vrchný titón), 3 — šedozelené pseudohľuznaté vápence (spodný titón), 4 — vrchné červené hľuznaté vápence (kimeridž); 5—7 aalen — oxford: 5 — rádiolarity a rádioláriové vápence, 6 — zelenošedé rádioláriové vápence so šedými rohovcami, 7 — hľuznaté vápence, 8 — spodné červené hľuznaté vápence (toark), 9 — kremité škvrnité lavicovité vápence (domér), 10 — zelené lavicovité vápence sčasti pseudohľuznaté kozinské vrstvy — carix, 11 — škvrnité slienité lavicovité vápence (lotaring), 12 — biomikrit

a — tintinopselly, b — sakkokómy, c — rádiolárie, d — foraminifery, e — ostrakódy, f — kadosíny, g — ihlice húb, h — globochéty, i — kalpionely, j — lamelibranchiáty, k — filamenty, l — krinoidy, m — aptychy.

ných a zelených rádiolaritov, avšak iného stratigrafického rozsahu), nemôžeme ho priradiť ku kysuckej sérii ani k niedzickej sérii, ktorá okrem rozdielnej stratigrafie spomenutých súvrství má aalen vo flyšovom vývoji (flyšový aalen, opalinové sliene, sférosideritové bridlice).

Bradlo Červený Kameň pri Podbieli (tab. XXVII) vyčlenil D. Andrusov (1938) ako podbielsky vývin. E. Scheibner (1966) porovnáva dve polohy červených hľuznatých vápencov pruskej a niedzickej série s červenými hľuznatými vápencami tohto bradla. Obidve polohy vápencov sú litologicky zhodné, avšak stratigrafické rozpätie spodných červených hľuznatých vápencov v pruskej a niedzickej sérii je bat — spodný kelloway a v opísanom bradle patria do toarku. Taktiež staršie členy v pruskej sérii veku aalen — bajok sú vytvorené zo slienitých bridlíc s vložkami žlotošedých krinoidových vápencov, kým v bradle Červený Kameň aalen — bajok je vytvorený z rádiolaritovej fácie. Uvedené rozdielne litologicko-stratigrafické kritériá vylučujú príslušnosť opisovaného bradla k pruskej alebo niedzickej sérii.

Aj keď uvedené bradlá majú niektoré litologicko-stratigrafické zhody, nemôžeme ich priraďovať k týmto sériám. K tomuto záveru nás vedie konštatovanie niekoľkých výrazných stratigraficko-litologických horizontov v týchto bradlách, ktoré dosiaľ neboli známe v bradlovom pásme Slovenska. Sú to:

1. Horizont zelenošedých a hnedočervených celistvých lavicovitých vápencov, ktoré v nadložných častiach nadobúdajú charakter pseudohľuznatosti s *Uptonia jamesoni* (Sow.) — carixo-kozinské vrstvy (J. Haško 1975) (tab. XXVIII);

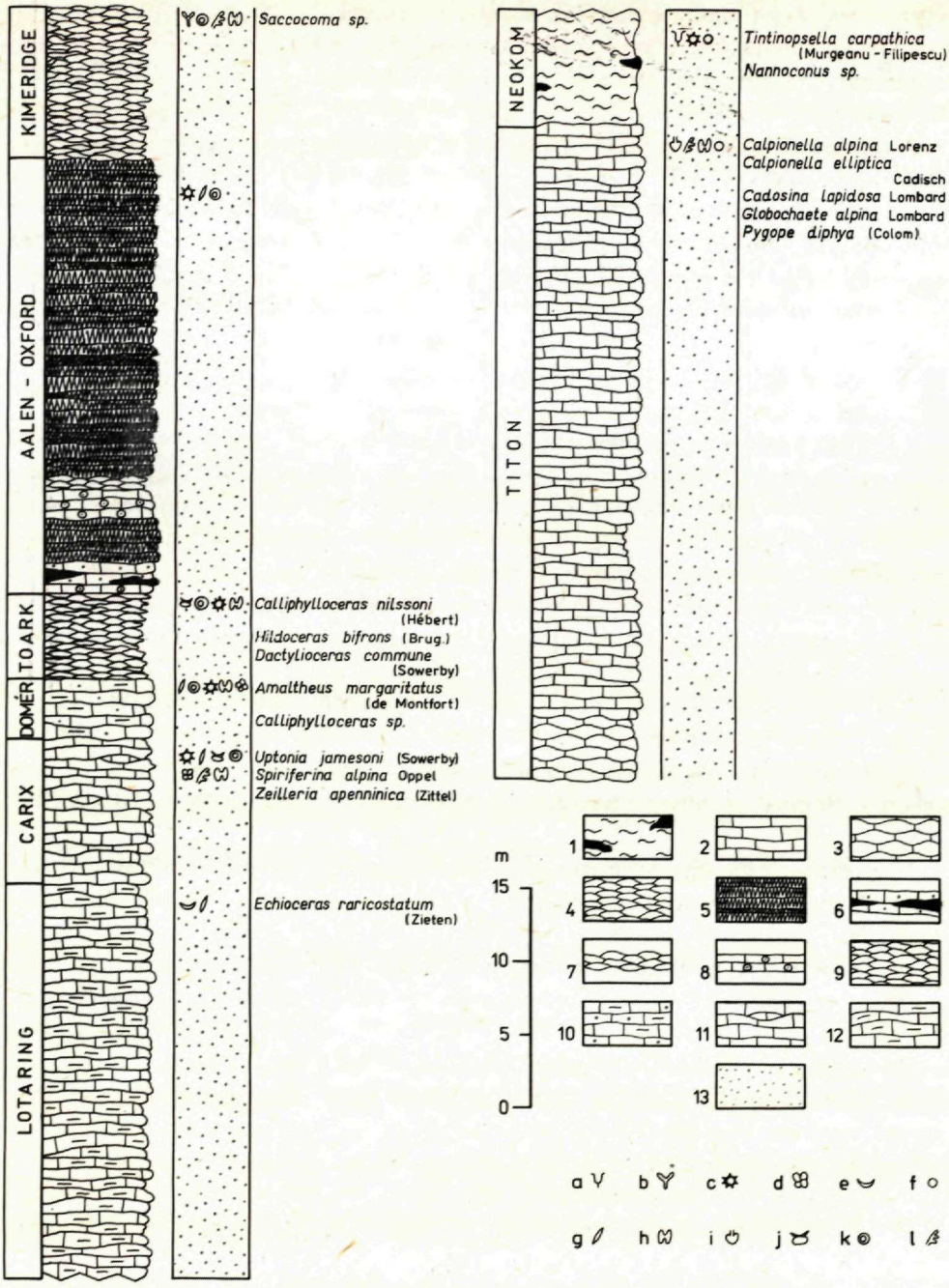
2. Horizont kremitých škvrnitých vápencov s *Amaltheus margaritatus* de Montfort, *Pleuroceras spinatum* (Brug.) — domér (tab. XXVIII).

3. Horizont spodných červených hľuznatých vápencov s *Calliphyloceras nilssoni* (Heb.), *Hildoceras bifrons* (Brug.), *Dactylioceras commune* (Sow.) — toark (tab. XXX);

4. Horizont rádiolériových vápencov a rádiolaritov. Na styku spodných červených hľuznatých vápencov a rádiolaritov, vo vložke červených kremitých bridlíc sa našiel belemnit *Hybolites* cf. *würtembergicus* (Oppel). Určuje spodnú hranicu tohto súvrstvia a poukazuje na aalen. Vrchná stratigrafická hranica je daná horizontom vrchných červených hľuznatých vápencov, ktorých báza je kimeridžského veku.

Na základe výsledkov litologicko-stratigrafického výskumu bradiel Havranský vrch, Oravský hrad a Červený Kameň sa po prvýkrát dokázalo, že ide o zhodné kontinuitné vrstevné sledy lotaring — neokóm, doteraz priraďované k rôznym sériám bradlového pásma. Na základe uvedeného navrhujem pomenovať litologicko-stratigrafický sled názvom oravská séria.

Štandardný vrstevný sled oravskej série (tab. XXVIII) je takýto: najstarším súvrstvím sú škvrnité slienité vápence a sliene (fleckenmergel). Ide o lavicovité vápence s vložkami škvrnitých slieňov. Mikrofaciálne sú to mikritické vápence. Biozložka je sporadicky zastúpená úlomkami ihlíc húb. Mocnosť súvrstvia dosahuje maximálne 100 m. Vek: lotaring.




Obr. 3 Litologicko-stratigrafický profil bradlom Červený Kameň pri Podbieli. Zostavil J. Haško 1975.

### Kozinské vrstvy (J. Haško 1975)

Ležia v nadloží škvrnitých slienitých vápencov. Tvoria ich hrubolavicovité až masívne, v nadložných častiach súvrstvia pseudohľuznaté vápence šedozelenej, zriedkavo hnedočervenej farby s konkréciami syngenetického pyritu. Mikrofaciálne sú to mikritické a biomikritické vápence. Biozložka je zastúpená úlomkami ostrakódov a kalcifikovanými rádiolériami. Maximálna mocnosť kozinských vrstiev je 30 m. Vek carix.

### Škvrnité kremité vápence

Súvrstvie škvrnitých kremitých vápencov sa nachádza v nadloží kozinských vrstiev. Vápence tvoria lavice 10—40 cm mocné, medzi ktorými sa vyskytujú vložky škvrnitých slienitých bridlíc. V nadložných častiach súvrstvia sú vápence slienitejšie, bohaté na amonitovú faunu. Mikrofáciálne ide o biomikritické vápence s krinoidovo-spongiovou a rádiolériovou mikrofáciou. Mocnosť škvrnitých kremitých vápencov nepresahuje 12 m. Vek domér.

### Spodné červené hľuznaté vápence

Tvoria nadložie domérskych vápencov. Sú tmavočervené, organodetritické až pelitomorfné. Jednotlivé hľuzy sú spojené hematitovo-vápnitým tmelom, ktorý často dominuje nad hľuzami. Mikrofaciálne ide o biomikritické vápence s rádiolériovo-krinoidovou, filamentovo-krinonidovou a filamentovou mikrofáciou (tab., XXV, XXVI, obr. 1, 2). Filamenty sú vytvorené z tenkolastúrnatých lamelibranchiátov. Vo vápencoch pozorujeme prímes klastického kremeňa. Mocnosť súvrstvia dosahuje 6 m. Vek toark.

### Rádiolarity a rádiolériové vápence

Pestré, červené, zelené rádiolarity a rádiolériové vápence tvoria lavice 10—20 cm mocné. Mikrofaciálne sú to biomikrity s rádiolériovo-spongiovou a rádiolériovou mikrofáciou. Mocnosť komplexu dosahuje 15 m. Vek aalen — oxford.

---

Vysvetlivky:

1 — tmavosivé škvrnité vápence s rohovcami (neokóm), 2 — svetlosivé celistvé lavicovité vápence typu biancone (stredný — vrch. titón, 3 — šedozelené pseudohľuznaté vápence (spodný titón), 4 — vrchné červené hľuznaté vápence (kimeridž); 5—8 aalen — oxford: 5 — rádiolarity, 6 — rádiolériové vápence s rohovcami, 7 — hľuznaté vápence s rohovcami, 8 — červené a zelenošedé jemnozrnné krinoidové vápence; 9 — spodné červené hľuznaté vápence (toark), 10 — kremité škvrnité lavicovité vápence (domér), 11 — zelené lavicovité vápence sčasti pseudohľuznaté — kozinské vrstvy (carix), 12 — škvrnité slienité lavicovité vápence (lotaring), 13 — biomikrit)

a — tintinopsely, b — sakkokomy, c — rádiolárie, d — foraminifery, e — ostrakódy, f — kadosíny, g — ihlice húb, h — globochéty, i — kalpionely, j — lamelibranchiáty, k — krinoidy, l — aptychy

### Vrchné červené hľuznaté vápence

Nadložie vrstevného komplexu rádiolaritov tvoria vápence svetločervenej a hnedočervenej farby, jemnozrnné až strednozrnné. Na styku s rádiolaritmi sú tenkolavicovité, postupne nadobúdajú charakteristickú hľuznatosť. Mikroskopicky sú to biomikrity so sakkokómovo-rádioláriovou, sakokómovo-aptychovou a sakkokómovou mikrofáciou (tab. XXVII, obr. 1, 2). Mocnosť súvrstvia dosahuje 10 m. Vek kimeridž.

### Kalpionelové vápence

Červené hľuznaté vápence prechádzajú pozvoľne do kalpionelových vápencov. Sú to sivé, ružovkasté a pleťové, sublitografické, lavicovité, v spodných častiach pseudohľuznaté vápence typu „biancone" s typickými stylolitmi. Sporadicky obsahujú šedé rohovce, ktorých smerom do nadložia pribúda. Mikrofaciálne ide o biomikrity so sakkokómovo-kalpionelovou, kalpionelovo-aptychovou a kalpionelovo-tintinopselovou mikrofáciou. Mocnosť vápencov dosahuje 40 m. Vek titón. (tab. XXVII, obr. 1, 2).

### Škvrnité slienité vápence s rohovcami

Sú pokračovaním vrstevného sledu vápencov titónu a najmladšie zisteného súvrstvia v oravskej sérii. Ide o súvrstvie šedých, tmavošedých, lavicovitých vápencov s čiernymi rohovcami. Medzi lavicami vápencov sa sporadicky vyskytujú vložky šedých bridličnatých slieňov. Stratigraficky spodná časť biomikritických vápencov na základe tintinoidných infuzórií patrí do beriasu — valanžu. Vrchná časť je vytvorená z rádioláriovo-nannokónovej mikrofácie s bohatou amonitovou faunou, zodpovedajúcou veku hauteriv — barrém. Mocnosť súvrstvia dosahuje maximálne 100 m. Vyčlenenie oravskej série nám dovoľuje novú interpretáciu paleogeografických pomerov v mezozoickej pienidnej geosynklinále, kde jednotlivé série bradlového pásma majú svoj pôvodný sedimentačný priestor. Sedimentačný priestor oravskej série bol v intrageosynklinálnej oblasti mezi czorsztýnskou sériou na severe a kysuckou sériou na juhu s úplným, väčšinou batyálnym vývinom jury, čiastočne s organodetritickou kompenzáciou subsidencie, v kriede leptogeosynklinálneho typu. Dnešná severná tektonická konfigurácia oravskej série potvrdzuje príkrovovú stavbu bradlového pásma, kde czorsztýnska séria má charakter autochtónu a série oravská, kysucká a pieninská sú nasúvané od juhu na sever.

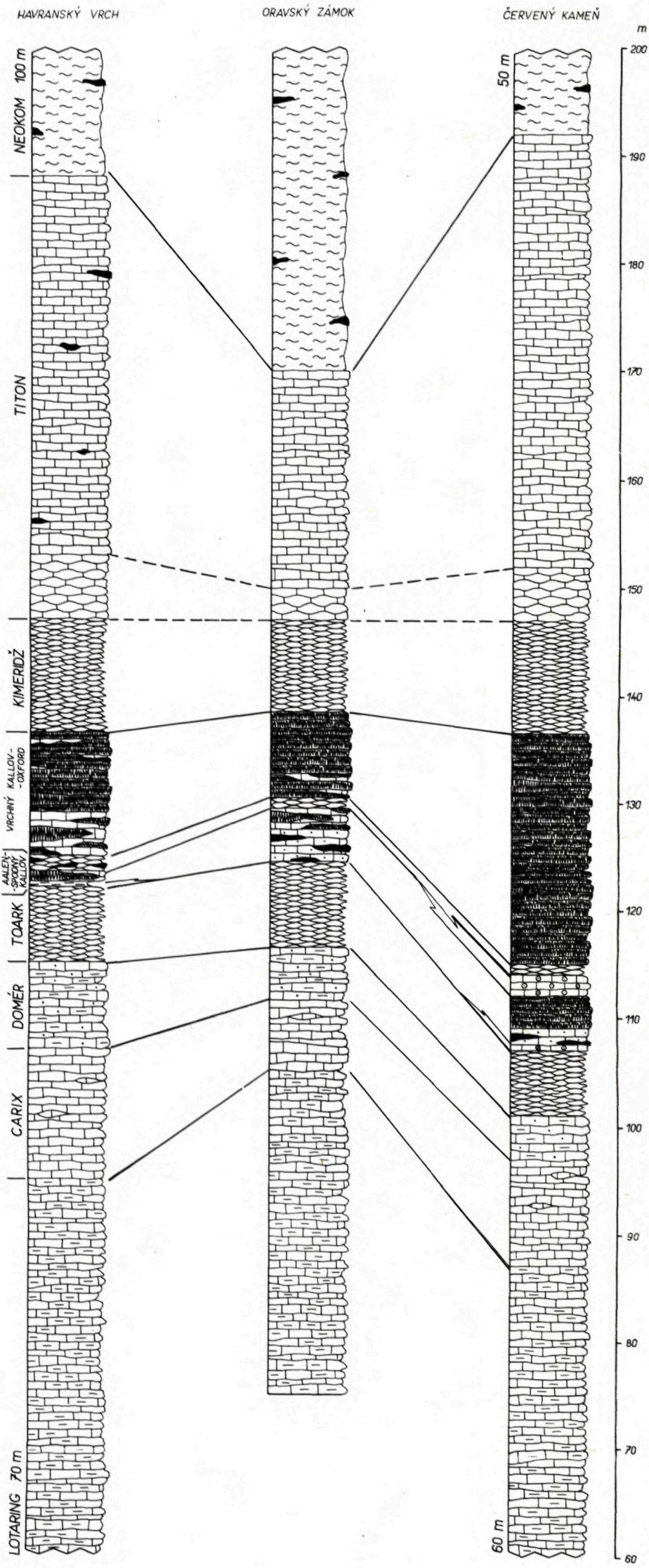
Na základe korelačných štúdií sérií bradlového pásma Západných Karpát u nás a v Poľsku môžeme konštatovať, že sedimentačná oblasť oravskej série, nachádzajúca sa v strednej časti pruhu bradlového pásma, mala zhodné paleogeografické podmienky sedimentácie s pruskou sériou v západnej časti a niedzickou sériou v Pieninách vo východnej časti bradlového pásma, pričom bol zachovaný izotopický charakter fácií.

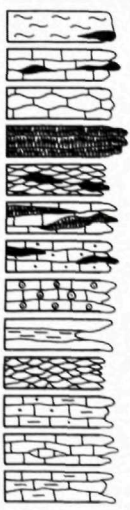
Do tlače odporučil A. Began.

# KORELAČNÉ PROFILY BRADIEL
## HAVRANSKÝ VRCH V ZÁZRIVEJ, ORAVSKÝ ZÁMOK A ČERVENÝ KAMEŇ V PODBIELI

M – 1:250

J. Haško 1975



tmavosivé škvrnité vápence s rohovcami (neokom)

svetlosivé celistvé lavicovité vápence typu „biancone" (stredný – vrchný titon)

šedozelené pseudohľuznaté vápence (spodný titon)

červené a zelené lavicovité radiolarity

hnedočervené hľuznaté vápence s červenými rohovcami

radiolárové vápence

zelenošedé radiolárové vápence so šedými rohovcami

červené a zelenošedé jemnozrnné krinoidové vápence

kallov – oxford

červené slienité bridlice až bridličnaté sliene (aalen – bat)

hnedočervené až červené hľuznaté vápence (toark a kimeridž)

kremité škvrnité lavicovité vápence (domér)

zelené slienité lavicovité vápence sčasti pseudohľuznaté (carix)

škvrnité slienité lavicovité vápence (lotaring)

## Literatúra

ANDRUSOV, D. 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část 1, 2 (Trias — lias). Rozpr. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 9, Praha.

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část 3, Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 9, Praha

ANDRUSOV, D. 1972: Vysvetlivky k bradlovému pásmu. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ANDRUSOV, D. — SCHNEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov v geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied. 11, 2, Bratislava.

HAŠKO, J. 1974: Stratigrafia a prehľad výskumov bradlového pásma ČSSR, PLR a ZSSR. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HAŠKO, J. 1975: Le membre de Kozinec-nouvelle unité stratigraphique de la succession Piénine de Passage de la zone des klippes (Carpathes de la Slovaquie). Geol. Zborn. Geologica carpath. 26, 1, Bratislava.

HAŠKO, J. 1975: Geologická stavba bradlového pásma Kysuckej vrchoviny a Oravy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SIKORA, W. 1971: Očerk tekton. Pieninskoj utesovoj zony v Polše v svete novych geologičeskich dannych (rus.). Rocz. Pol. Tow. geol. 141, 1, Kraków, 221—239.

## Vysvetlivky k tabuľkám XXV—XXVIII

Tab. XXV

obr. 1, 2 Filamentovo-krinoidová a filamentová mikrofácia oravskej série. Spodné červené hľuznaté vápence. Toark. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto autor.

Tab. XXVI

obr. 1, 2 Filamentovo-krinoidová mikrofácia oravskej série. Toark. Bradlo oravského hradu. Foto autor.

Tab. XXVII

obr. 1 Sakkokómovo-aptychová mikrofácia oravskej série. Vrchné červené hľuznaté vápence. Kimeridž. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto autor.

obr. 2 Sakkokómová mikrofácia oravskej série. Vrchné červené hľuznaté vápence. Kimeridž. Bradlo oravského hradu. Foto autor.

Tab. XXVIII

obr. 1 Kalpionelová mikrofácia oravskej série. Titón. Bradlo Havranský vrch pri Zázrivej. Foto autor.

obr. 2 Kalpionelová mikrofácia oravskej série. Titón. Bradlo oravského hradu. Foto autor.

Geologické práce, Správy 70 • str. 123—128 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Jaroslav Haško

# Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny

2 obr. v texte, 3 tab. na kriede (XLIII—XLV)

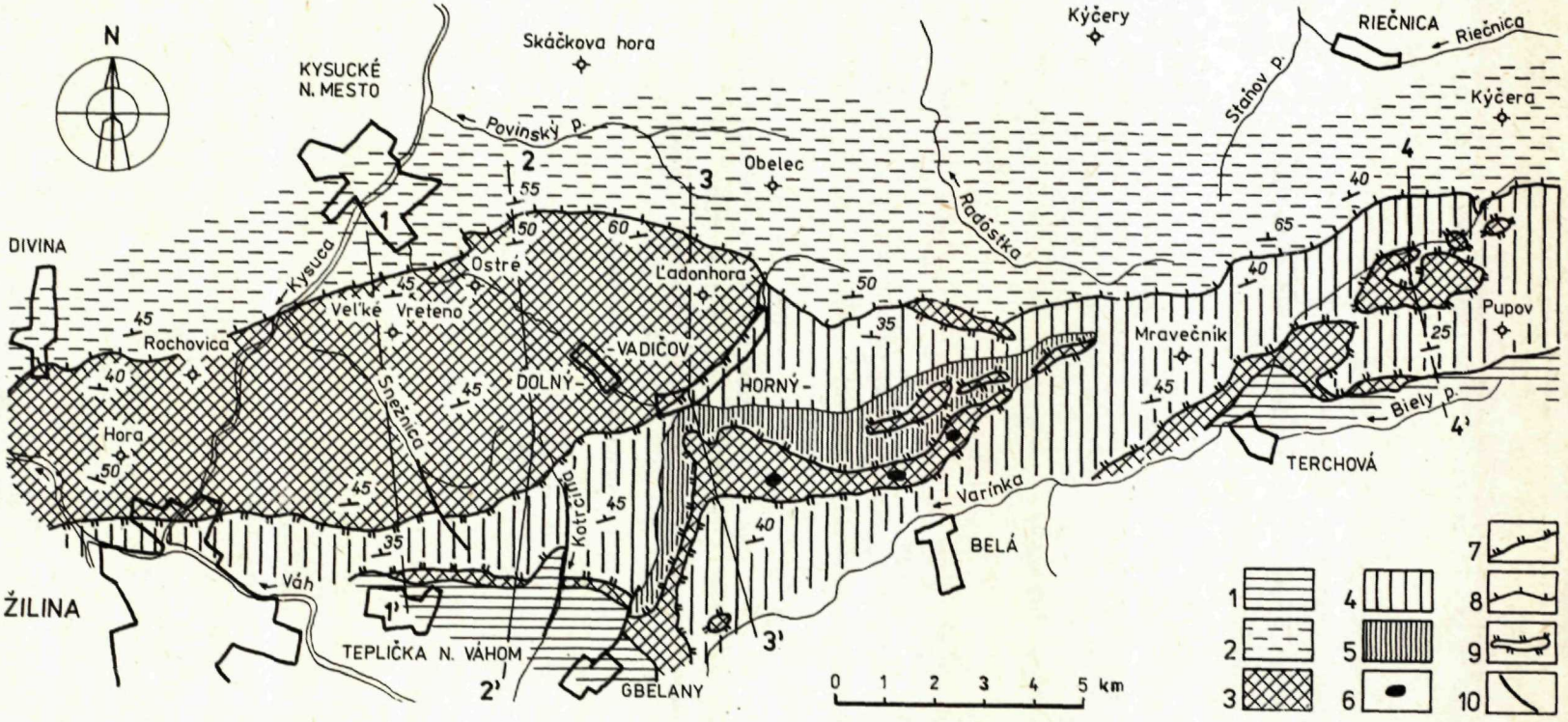
Abstract. The Klippen Belt of the Kysucká vrchovina Mts. is a tectonic whole with a particular structure, in which the vigorous laramide folding, accompanied by formation of north-vergent nappes, an intense Savian folding which gave rise to south-vergent slices and the late post-Savian folding resulting in the flexural bending and faults of N-S direction, inducing the block structure of the Hričovské Podhradie Paleogene near Nededza and Gbelany manifested.

Pieninské bradlové pásmo predstavuje tektonický celok, ktorý sa svojou štruktúrou podstatne líši od susedných geologických jednotiek (na juhu centrálne Západné Karpaty, na severe flyšové pásmo).

V minulosti niektorí geológovia (M. Lugeon 1903, v. Uhlig 1907) predpokladali, že jednotlivé tektonické elementy bradlového pásma úzko súvisia s druhohorami a paleogénom centrálnych Západných Karpát. D. Andrusov (1938) objasnil zložitý spôsob vzniku bradlového pásma vývojom v dvoch hlavných etapách. V prvej etape vznikol v bradlovom pásme rad viac-menej horizontálnych príkrovov, o ktorých sa domnieval, že boli podobné subtatranským príkrovom Karpát a mali ráz strižných príkrovov. V druhej etape vznikli strmé vrásy, čiastočne so spätnou vergenciou. Výskum neskôr ukázal, že mezozoické tektonické prvky bradlového pásma tvoria celkom samostatnú sústavu a nemožno ich spájať s jednotkami centrálnych Západných Karpát.

V šesťdesiatych rokoch D. Andrusov — E. Scheibner (1960) predpokladali, že v bradlovom pásme sa uskutočnilo alpinotypné vrásnenie, pri ktorom vznikli severovergentné tektonické pruhy, takže už vrchná krieda by bola príkrovová. O. Samuel — J. Salaj — E. Köhler — K. Borza (1967), W. Sikora (1971) vyslovili názor, že sedimentácia medzi vrchnou kriedou a paleogénom bradlového pásma bola neprerušená. Nové výskumy, ktoré urobil D. Andrusov — O. Samuel (1971—1972) na Považí, ako aj výskumy autora v bradlovom pásme Kysuckej vrchoviny ukázali, že niet dôkazov o existencii kriedovej angulárnej diskordancie a alpinotypného strednokriedového vrásnenia. Existenciu určitých tektonických prejavov v období subhercýnskej orogenetickej fázy v bradlovom pásme študovaného územia nám dokazuje súvrstvie exotických zlepencov santónu a v konfigurácii znamená zatiaľ zrejmú diferenciáciu sedimentačných priestorov. K tomuto názoru sa

RNDr. J. Haško, CSc. Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.




Obr. 1 Tektonická mapa bradlového pásma medzi Žilinou a Terchovou. M = 1 : 100 000. Zostavil Jaroslav Haško 1975 s použitím vlastných geologických máp 1 : 25 000 (listy: Nesluša, Žilina, Kys. Nové Mesto, Strečno, Hor. Vadičov, Belá a Terchová.

Vysvetlivky:

1 — hričovsko-podhradský paleogén (ilerd-cuis), 2 — magurský paleogén — bystrická jednotka (stredný eocén), 3 — kysucká séria (aalen — spodný maastricht), 4 — manínsky príkrov — flyšové sekvencie (alb — sp. santón), 5 — manínsky príkrov — sférosideritové vrstvy (alb), 6 — trosky manínskeho príkrovu, 7 — príkrovové línie, 8 — prešmykové línie, 9 — tektonické okná, 10 — poruchy prešmykového charakteru.

vyslovujeme na základe zistenia neprerušenej sedimentácie kysuckej série od liasu po spodný maastricht na Považí a v celej oblasti Kysuckej vrchoviny (obr. 2).

Tektonika bradlového pásma Kysuckej vrchoviny sa vyznačuje osobitnými črtami, ktoré sa bezprostredne odzrkadľujú v morfológii. Je to výskyt niekedy veľmi početných skalísk — bradiel (tab. XLIII, obr. 1, 2). Osobitný ráz bradlového pásma je výsledkom jeho zložitého tektonicko-sedimentačného vývinu. Všetky tieto javy vytvorili vplyvom opakujúcich sa orogenetických pochodov v období medzi vrchnou kriedou a koncom paleogénu bradlový tektonický štýl.

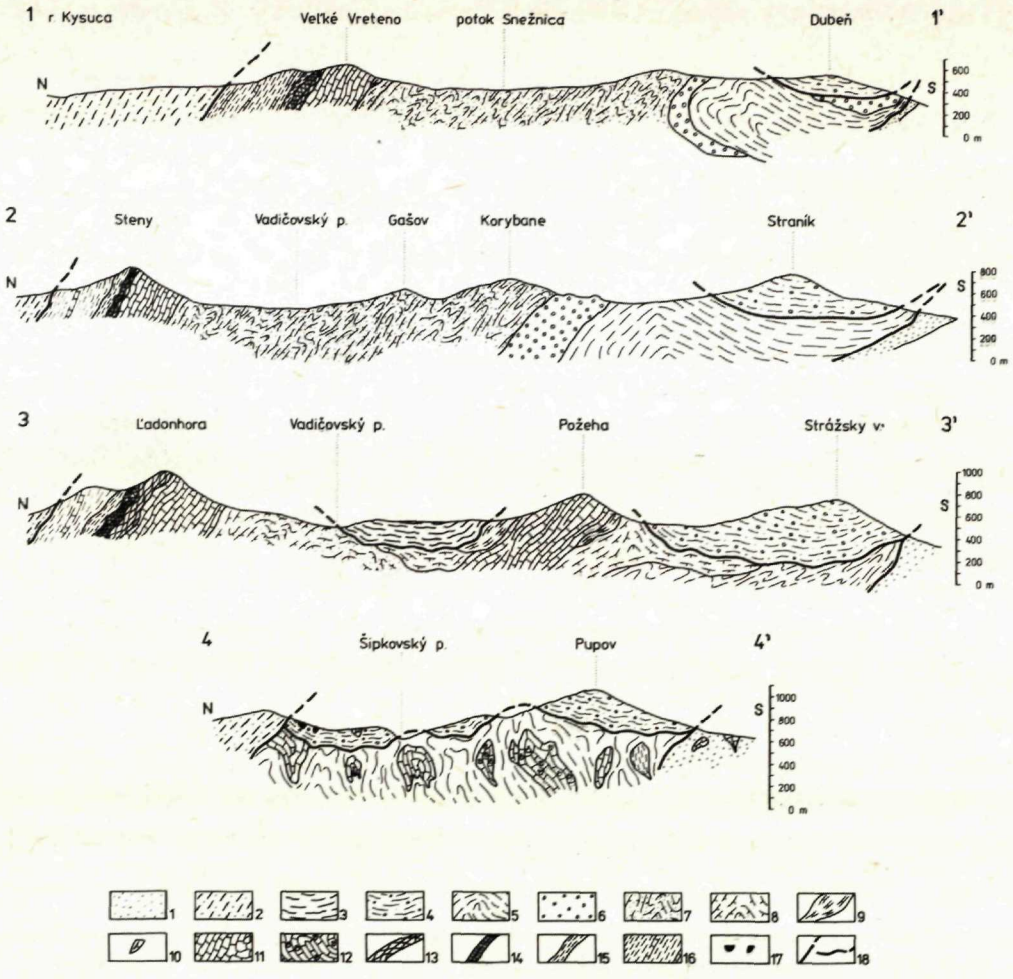
V Kysuckej vrchovine odlišujeme od severu na juh tieto tektonické jednotky (obr. 1). Najsevernejšia je bystrická jednotka magurského paleogénu. Ďalej v prevrátenej polohe nasleduje takmer úplný stratigrafický sled kysuckej série aalen — spodný maastricht, zapadajúci strmo k severu. Bezprostredne severne od Žiliny po Zázrivú sa tiahne pruh manínskeho príkrovu ? vrchý apt — spodný santón. Manínsky príkrov je na severe a na juhu obmedzený dislokačnými líniami. Južnejšie od tohto pruhu, východne od Žiliny nachádzame neúplný južný pruh mezozoika kysuckej série s rozsiahlym vývinom gbelianskych vrstiev. Najjužnejšiu jednotku študovaného územia tvorí hričovsko-podhradský paleogén veku ilerd — cuis.

Južný pruh mezozoika kysuckej série je prešmyknutý na hričovsko-podhradský paleogén. Prešmyk zodpovedá tzv. žilinskej poruche v.—z. smeru (D. Andrusov 1944) vytvorenej počas sávskej orogenetickej fázy. Hoci geologické pomery sú zložité, predpokladáme, že najsevernejšou jednotkou v sedimentačnom priestore čiastkovej pienidnej geosynklinály bola czorsztýnska séria, ktorá je v tejto oblasti zastúpená pri Zázrivej—Plešivej v bradle Plešivský Žiar. Počas orogenetických pochodov si zachovala charakter autochtónu. Za laramskej orogenetickej fázy bola kysucká séria posúvaná od juhu na sever. Na kysuckú jednotku bol subhorizontálne nasunutý manínsky príkrov. Za sávskej fázy vznikla sústava juhovergentných šupín, pri ktorých istá časť uvedených jednotiek nadobudla nové usporiadanie s južnou vergenciou. Severný pruh bradla Vreteno a Ostré s priľahlým pruhom strednej a vrchnej kriedy, ktorý na juhu siaha do kampánu — maastrichtu, bol nasunutý na juh.

Súčasne vznikli dislokácie obmedzujúce bradlové pásmo zo severu a juhu. Za týchto okolností sa pruh strednej a vrchnej kriedy manínskeho príkrovu dnes javí ako rozsiahla príkrovová šupina na kysuckej sérii. V oblasti Lysice sa spod manínskeho príkrovu vynára mohutné bradlo kysuckej série. Na hrebeni tohto bradla vytvoreného z neokómskych vápencov ležia trosky manínskeho príkrovu vytvoreného z flyšových sekvencií albu až spodného santónu.

Tektonické štýly v študovanej oblasti sú veľmi odlišné. Vo východnej časti v okolí Púpovho vrchu nachádzame izolované bradlá vytvorené najmä z titónsko-neokómskych vápencov, ktoré pripomínajú chaotickú stavbu so zložitou tektonikou.

Väčšina bradiel je tektonického pôvodu. Ide o šošovkovité alebo izometrické blokovité útvary, obklopené slieňmi alebo flyšovými sekvenciami kysuckej alebo manínskej jednotky.




Obr. 2 Geologické rezy bradlovým pásmom medzi Žilinou a Terchovou. Zostavil Jaroslav Haško 1975.
Vysvetlivky:
1 — hričovsko-podhradský paleogén — pieskovce, sliene a zlepence (ilerd — cuis), 2 — magurský paleogén — bystrická jednotka — pieskovce a sliene (stredný eocén); manínsky príkrov: 3 — sférosideritové vrstvy — pieskovce a sliene so sférosideritovými konkréciami (alb), 4 — flyšové sekvencie — pieskovce a sliene (alb — sp. santón); kysucká séria: 5 — gbelianske vrstvy — pestré sliene s vložkami pieskovcov (santón — sp. maastricht), 6 — exotické zlepence (koniak), 7 — snežnické vrstvy — pieskovce a sliene (turón), 8 — lalinocké vrstvy — pestré sliene (cenoman), 9 — tissalské vrstvy — vápence a sliene (alb), 10 — koňhorské vrstvy — čierne sliene (apt), 11 — škvrnité slienité vápence s rohovcami (neokóm), 12 — kalpionelové vápence (titón), 13 — červené hľuznaté vápence (kimeridž), 14 — rádiolarity a rádioláriové vápence (oxford), 15 — nadposidoniové vrstvy — škvrnité kremité vápence a kremité bridlice (kelloway — vrch. bajoc), 16 posidoniové vrstvy — slienité bridlice s otlačkami *Posidonia alpina* (Graz) a vložkami škvrnitých vápencov (str. bajoc — aalen), 17 — škvrnité slienité vápence (lotaring), 18 — príkrovové a prešmykové línie.

Západná časť vybudovaná z bradiel Vreteno a Ostré tvorí zdanlivo súvislý vrstevný sled. Avšak aj tu nachádzame mnoho tektonických komplikácií, ktoré vznikli vyvalcovaním vrstevných sledov a vznikom vrás malých rozmerov, najmä v titónsko-neokómskom súvrství (tab. XLIV, obr. 1 ; tab. XLV, obr. 1). Tektonické komplikácie sú tiež v pruhu vytvorenom zo snežnických vrstiev (turón). Ide o pruh červených slieňov vyskytujúcich sa východne od Brodna. Doterajšie výskumy na základe mikroforaminiferovej fauny nevyriešili tento zložitý tektonický problém. Pruh týchto slieňov je buď fáciou snežnických vrstiev, alebo ide o tektonickú vložku starších lalinockých vrstiev (cenoman). Bradlá Vreteno a Ostré morfologicky vyčnievajú v dôsledku rigidnejšieho zloženia hornín (tab. XLIV, obr. 2). Podrobný výskum južne od k. Veľké Ostré ukazuje, že medzi neokómom a snežnickými vrstvami je odkrytý pruh s veľmi zložitou tektonikou, a preto je jasné, že vznik bradiel nie je podmienený len rôznorodou odolnosťou bradiel voči erózii. V tejto oblasti je vyvinutý pruh tektonických šošoviek, ktoré sú zložené z koňhorských (apt), tissalských (alb), lalinockých (cenoman) a kysuckých vrstiev (spodný turón).

Za sávskej orogenetickej fázy bolo bradlové pásmo silne stlačené medzi centrálnokarpatským blokom a flyšovým pásmom. Pri týchto tlakoch sa niektoré bradlá vytvorené z rigidnejších vápencových hornín roztrhali a plastickejšie horniny, ktoré sa tiež zúčastňujú na stavbe bradiel, lemujú tieto bradlá a vytvárajú tzv. budináž. Príkladom tejto stavby je bradlo Rochovica, kde sú rigidnejšie horniny vytvorené z titónsko-neokómskych vápencov a plastickejšie súvrstvia lemujúce vápence sú bridlice posidoniových a nadposidoniových vrstiev.

Účinkom mladej posávskej tektoniky bol vytvorený flexurálny ohyb bradlového pásma kysuckej série východne od obce Radola spolu s magurským paleogénom bystrickej jednotky. Mladú germanotypnú tektoniku reprezentujú zlomy s.—j. smeru, ktoré spôsobili kryhovú stavbu hričovsko-podhradského paleogénu v oblasti Nededze a Gbelian. Zlom sz.—jv. smeru medzi obcami Zádubnie a Zástranie v súvrství exotických zlepencov a severného pruhu pestrých slieňov gbelianskych vrstiev poukazuje na ďalšie uplatnenie mladej posávskej tektoniky, ktorá, ako sa ukázalo, bola ďalším tektonickým elementom podieľajúcim sa na stavbe bradlového pásma.

## Záver

Na základe uvedených údajov môžeme bradlové pásmo Kysuckej vrchoviny definovať ako tektonický celok s osobitnou stavbou, v ktorom sa prejavilo mohutné laramské vrásnenie, pri ktorom vznikali severovergentné príkrovy, intenzívne sávske vrásnenie, ktoré zapríčinilo vznik juhovergentných šupín, a mladé posávske vrásnenie, ktorého výsledkom je flexurálny ohyb a zlomy s.—j. smeru spôsobujúce kryhovú stavbu hričovsko-podhradského paleogénu v okolí Nededze a Gbelian.

Do tlače odporučil A. Began.

## Literatúra

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část 3, Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 9, Praha, 68—69.

ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 11, 2, Bratislava.

ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O.: Najnovšie stratigrafické poznatky z bradlového pásma Považia. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HAŠKO, J. 1975: Geologická stavba bradlového pásma Kysuckej vrchoviny a Oravy. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HSÜ, K. J. 1968: Principles of Melenges and their Bearing on the Franciscian-Knoxville Paradox. Geol. Soc. Amer. Bull. 5, 79. 1063—1074.

LUGEON, M. 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origin des Carpathes. Bull. Soc. vaud. Sci. natur. 39, Lausanne.

SAMUEL, O. — SALAJ, J. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen belt of the Vah riverside (West Carpathians). Geol. Zborn., 18 1, Bratislava, 125—132.

SIKORA, W. 1971: Očerk tekton. Pieninskoj utesovoj zony v Polše v svete novych geologičeskich dannych (rus.) Rocz. Pol. Tow. geol., 41, 1, Krakow, 221—239.

UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, 116, Wien.

## Vysvetlivky k tabuľkám XLIII—XLV

Tab XVIII

obr. 1 Prelom Kysuce cez bradlové pásmo pri Brodne. Bradlo Rochovica predstavuje typickú morfologickú stavbu v západnej časti Kysuckých vrchov. Foto autor.

obr. 2 Pohľad na bradlo Steny a Ladonhory v strednej časti Kysuckých vrchov. Morfologicky vyčnievajú nad reliéfom v popredí, ktoré je tvorené flyšovými sekvenciami snežnických vrstiev. Foto autor.

Tab. XLIV

obr. 1 Detailne prevrásnené titónsko-neokómske súvrstvie kysuckej série v Brodne. Foto M. Prívozník.

obr. 2 Panoramatický pohľad na stavbu bradlového pásma v Lopušných Pažitiach. Foto M. Prívozník.

Tab. XLV

obr. 1 Ležatá vrása v titóne kysuckej série. Lom v Snežnici. Foto M. Prívozník.

Geologické práce, Správy 70 • str. 129—141 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Eva Planderová — Anna Vozárová

# Vrchný karbón v južnej časti veporíd

2 obr. v texte, 1 tab., 6 fototab. na kriede (XXIX—XXXIV), anglické resumé

Abstract. A new occurrence of Upper Carboniferous sediments-the Stephanian A — was found out in the West Carpathians by biostratigraphical and lithological methods. The sediments analyzed are fringing the southern part of the Veporide crystalline and they are a part of the mantle series of the Veporide crystalline. By pollen analysis two culminations of microflora were revealed. The first — the Westphalian B—C — represents resedimented flora and the other — the autochthonous, more abundant microflora of the Stephanian C-low. Autunian age.

## Úvod

Výskumom mladšieho paleozoika v južnej časti veporíd v blízkosti tektonického styku s gemeridami sa v minulosti zaoberal hlavne O. Fusán (1959, 1963; in M. Maheľ a kol. 1967) a v poslednom období aj M. Petro — M. Chovan (1972), A. Klinec, I. Lehotský, S. Vrána, M. Petro (1963), A. Klinec (1962, 1966, 1972). V priebehu zostavovania litofaciálnych a paleogeografických máp mladšieho paleozoika Západných Karpát bolo treba riešiť veľa problémov, napríklad otázku stratigrafie, litológie a korelácie sedimentov mladopaleozoického obalu južnej časti veporíd.

V území západne od Ľubeníka sú granitoidy veporíd z južnej strany lemované súvrstvím mladšieho paleozoika, ktoré je v tektonickom styku s útvarmi paleozoika gemeríd (ľubenícka línia). V širšej oblasti na styku veporíd a gemeríd možno pozorovať obalovú sériu veporíd reprezentovanú prevažne mladším paleozoikom, ale na území na západ a juhozápad od Dobšinej aj metamorfovaným mezozoikom (Foedorata séria, P. Rozlozsnik 1935).

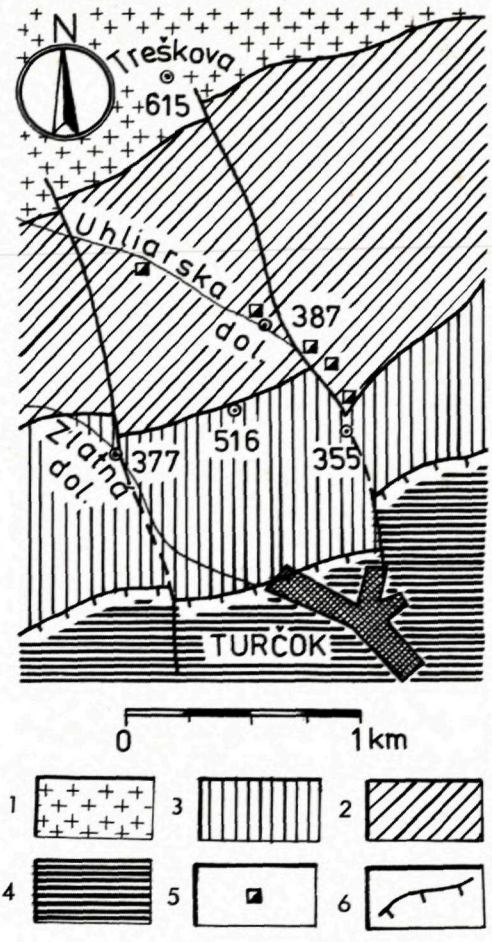
V profile Uhliarskej doliny pri obci Turčok sa v autochtónnej pozícii nachádza súvrstvie veporidného vrchného karbónu a permu (obr. 1). V starších prácach, I. Lehotský (1962), A. Klinec (1962, 1966), M. Petro, M. Chovan (1972), ako aj na mape zostavenej A. Klincom (1976) bolo na tomto území vymedzené iba súvrstvie permu a metamorfované piesčito-bridličnaté sedimenty v jeho podloží boli

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

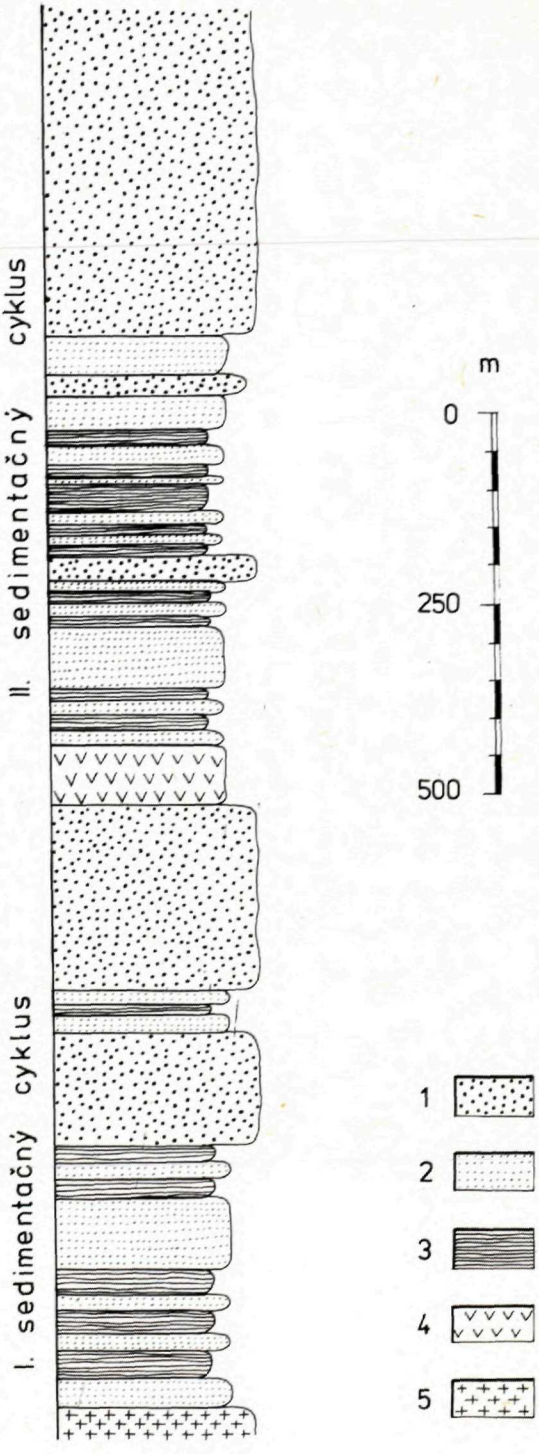
na základe petrografickej podoby považované za západné pokračovanie výskytov epimeramorfovaných hornín série Hladomornej doliny.
Na základe výskumov O. Fusána (1963), T. Gregora (1963) i svojich výskumov, považuje L. Snopko (in L. Snopko 1972) celé súvrstvie v nadloží granitoidov veporíd za perm v autochtónnej pozícii.
V profile pri obci Turčok sme metamorfované piesčito-bridličnaté súvrstvie zaradili na základe výskumu spór a peľových zŕn k vrchnému karbónu. Petrografické i litologické štúdie potvrdzujú gradačný, pozvoľný prechod do nadložného permu. Vymedzené piesčito-bridličnaté súvrstvie sme zaradili do stephanu C — sp. autun a pestré súvrstvie v jeho nadloží do permu (E. Planderová, v štádiu rozpracovania). Mladšie paleozoikum veporíd je svojím celkovým charakterom najbližšie vývinu v zemplínskom ostrove.

**Litologická charakteristika súvrstvia**

Profil mladším paleozoikom v Uhliarskej doline sz. od obce Turčok je v dĺžke cca 1800—2000 m tvorený z cyklicky sa striedajúcich klastických sedimentov — pieskovcov, aleuritov resp. bridlíc s piesčitou a aleuritovou prímesou.
Sú v ňom zachované dva cykly vyššieho rádu (obr. 2). Geneticky významnou črtou týchto cyklov je hrubnutie klastických zŕn v smere do vrchných častí cyklu, v danom prípade od podložia k nadložiu. Styk medzi jednotlivými členmi cyklu je gradačný. Sedimenty sú väčšinou zvrstvené, v jemnozrnnejších fáciách bridlíc sú často laminárne textúry. Zriedkavé je jednoduché nízkotlakové šikmé zvrstvenie (viditeľné v rozpadnutých balvanoch). Relatívne hrubozrnnejšie fácie pieskovcov sú nevrstevnaté. Farba súvrstvia je šedá, zelenošedá, bridlice sú tmavošedé až čierne.
Mineralogické zloženie všetkých členov cyklu je komplikované kontaktnou metamorfózou spôsobenou intrúziou alpínskeho dvojsľudového granitu. Jeho apikálne časti v podobe žíl aplitového a pegmatitového zloženia a tiež časti výrazne morfologicky vystupujúcich žíl kremeňa sa objavujú na niekoľkých miestach v študovanom profile i v širšom okolí.
Percentuálne najvýraznejšie zastúpenou klastickou zložkou v sedimentoch cyklu je kremeň. V dôsledku regionálnej tlakovej metamorfózy býva čiastočne deštruovaný a rekryštalizovaný, takže je ťažko určiť jeho pôvod podľa vonkajšieho vzhľadu. Vzácne sa podarilo identifikovať úlomky kremeňa vulkanogénneho pôvodu. Vedľajšou zložkou medzi detritom pieskovej a aleuritovej veľkosti sú živce — plagioklasy. Sú obvykle silne kataklasticky drvené a hydrotermálne premenené, sericitizované. Základná hmota je metamorfne usmernená a rekryštalizovaná. Zložená je z kremeňa, sericitu a chloritu, v menšom množstve z grafitového pigmentu. Obsah grafitu v bridličnatých členoch výrazne stúpa, kde spolu s novovytvoreným sericitom tvoria hlavné zložky. Vedľajšou zložkou v týchto sedimentoch je kremeň. V akcesorickom




Obr. 1. Geologická mapa z okolia obce Turčok, z. od Lubeníka.
1 — kryštalinikum, 2 — vrchný karbón veporíd, 3— perm, 4 — karbón gemeríd, 5 — nálezy peľov a spór, 6 — línia nasunutia gemeríd na veporidy.




Obr. 2. Schematický litologický profil súvrstvím v Uhliarskej doline.
1 — hrubozrnný, strednozrnný pieskovec, 2 — drobnozrnný pieskovec, aleurolit, 3 — piesčitá bridlica, bridlica 4 — felzitický porfyrit, 5 — žula.

množstve sa vyskytuje novovytvorený turmalín a rutil. Bežný je klastický detritus drobnopiesčitej a aleuritovej veľkosti, zastúpený v priemere 15 až 30 %. Mineralogicky má ten istý charakter ako klastické zrná v pieskovcoch.

V dôsledku regionálnej alpínskej metamorfózy sú všetky sedimentárne členy študovaného profilu postihnuté slabou premenou, zodpovedajúcou fácii zelených bridlíc, v zmysle zónovania typu Barrowa, k najnižšie metamorfnej subfácii — kremeň — (albit) — muskovit — chloritovej (F. J. Turner., J. Verhoogen 1960; H. G. F. Winkler 1965).

Minerálne spoločenstvo kontaktnej premeny, spôsobenej alpínskym dvojsľudovým granitom možno všeobecne priradiť k fácii albiticko-epidotických rohovcov. Charakterizovaná je vznikom porfyroblastov chloritu, albitu, kremeňa, epidotu, muskovitu, karbonátu. Intenzita kontaknej premeny smerom na sz. stúpa. Vznikajú veľké kryštály biotitu, granátu a draselných živcov. V blízkosti žíl aplitickej žuly sa v sedimentoch bežne nachádzajú roje aplitických žiliek.

Na hydrotermálne štádium tejto premeny je zrejme viazaný vznik žiliek s kremennou a kremenno-karbonátovo-pyritovou výplňou, hniezd turmalínu, hematitu, kryštálov apatitu a niektoré hydrotermálne premeny, napr. chloritizácia už skôr vytvorených granátov.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje poloha vulkanickej horniny, ležiaca na báze druhého cyklu. Petrograficky zodpovedá felzitickému kremennému porfyritu. Mikrokryštalický agregát je v podstate vytvorený z kremeňa. V ňom 10—15 % tvoria xenomorfne obmedzené kryštály plagioklasov. Mafickú zložku reprezentuje šmuhovite rozmiestnený rudný pigment a na povrchu leukoxenizované kostrovité výrastlice ilmenitu. Menerály hydrotermálnej premeny: sericit, chlorit, turmalín.

**Charakteristika sedimentačného prostredia**

Na základe litologického charakteru sedimentov a vzájomných (sequenčných) vzťahov jednotlivých sedimentárnych členov v zistených cykloch možno sedimentačné prostredie karbónskeho súvrstvia južnej časti veporíd definovať v podstate ako prechodné, obsahujúce fácie typické pre deltový faciálny model a priľahlú príbrežnú časť mora (H. Blatt, G. Middleton, R. Murray 1972; R. K. Mathews 1974; D. Mc. L. P. Duff, A. Hallam, E. K. Walton 1967).

Typické je hrubnutie sedimentov smerom do vrchných častí cyklu a gradačné vzťahy medzi jeho jednotlivými sedimentárnymi členmi. Relatívne jemnozrnnejšie členy ležia v bazálnych častiach cyklu.

Môžu reprezentovať sedimenty morského dna v plytkej príbrežnej časti, event. lagún. Plytkosť bazénu a blízkosť príbrežnej roviny signalizuje piesčitá a aleuritová prímes. Pieskovce a aleurity znamenajú pravdepodobne jazykovité nánosy delty do príbrežnej oblasti.

Cykličnosť sedimentov je najpravdepodobnejšie spôsobená tektonickými pohyb-

mi, o čom svedčí i poloha vulkanických hornín nachádzajúca sa na rozhraní prvého a druhého cyklu.

Litologická hranica medzi permom a karbónom bola v teréne stanovená na základe zmeny farby a litofácie. Hranica je pozvoľná, bez znakov prerušenia sedimentácie. Pieskovce vrchnej časti druhého cyklu sú pravdepodobne prechodným súvrstvím karbónu-permu. V ich nadloží sa nachádzajú už len typické sedimenty juhoveporidného permu (Ž. Ilavská 1964) bez výraznej cykličnosti, zrnitostne zodpovedajúce zväčša pieskovcom, často hrubozrnným s vložkami zlepencov; bridlice sa vyskytujú iba v podradnom množstve a neobsahujú nijakú organickú prímes.

Záverom možno povedať, že kým sedimenty karbónu zodpovedajú fluviálno-morským fáciám sedimentovaným pravdepodobne až na morskom sklone delty, sedimenty permu možno charakterizovať ako fluviálne fácie, sedimentované na príbrežnej aluviálnej nížine, prípadne vrchnej časti delty.

Znamená to, že po viacnásobnom tektonickom nekľude v karbóne, ktorý sa prejavil vo výraznej cykličnosti sedimentov, sa v období permu sedimentačná oblasť definitívne vynorila nad úroveň morskej hladiny.

**Palinologické vyhodnotenie vzoriek z lokality Turčok**

Z profilu tmavých bridlíc z Turčoka sme vyhodnotili 7 vzoriek z viacerých lokalít. Väčšina vzoriek bola pozitívna na organické zvyšky. Najbohatšie vzorky na organické zvyšky boli z polohy 50 m a 100 m sz. od k. 355.

Vzorky boli podrobené macerácii koncentrovanou kyselinou fluorovodíkovou a po oddelení organických zvyškov od anorganických ŤK o hustote 2,2 boli podrobené ďalšej oxidácii Schulzovým roztokom. Takto sme získali veľmi bohatý organický materiál zložený nielen zo spór a peľových zŕn, ale aj z úlomkov pletív rastlín, hmyzu a akrytarch.

Pri palinoligickom vyhodnotení sme zistili približne 50 druhov spór a peľových zŕn, z ktorých 37 bolo určených podľa systému R. Potonieho a G. Krempa (1954), S. Dybovej a A. Jachowicza (1957), D. C. Bharadwaja (1955) a M. R. Kosankeho (1950). Zaradené sú do 28 rodov. Niektoré spóry a peľové zrná boli ťažšie určiteľné pre grafitický povlak, ktorý celkom nezmizol ani po opätovnej oxidácii.

Väčšina spór a peľových zŕn však bola veľmi dobre zachovaná vzhľadom k celkove zlej zachovanosti organických zvyškov v karpatskom paleozoiku.

Systematické zaradenie spór a peľových zŕn z lokality Turčok:

A: *Sporites* H. *Pot.* 1893
Gen. *Puctatisporites* Ibr. 1933

*Punctatisporites vagus* Kos. 1950
*Punctatisporites punctatus* Ibr. 1933
Gen. *Calamospora* S. W. et B. 1944
*Calamospora liquida* Kos. 1950
Gen. *Laevigatisporites* Dyb. et Jach. 1956
*Laevigatisporites minimus* (Wils. et Coe) S. W. et B. 1944
Gen. *Cyclogranisporites* Pot. et Kr. 1954
*Cyclogranisporites pressoides* Pot. et Kr. 1954
Gen. *Apiculatisporites* (Ibr. ) Dyb. et Jach. 1956
*Apiculatisporites spinosaetus* Loose 1934
Gen. *Verrucosisporites* Dyb. et Jach. 1956
*Verrucosisporites verrucosus* Ibr. 1933
Gen. *Raistrickia* (S. W. et B.) Pot. et Kr. 1954
*Raistrickia fibrata* (Loose) S. W. et B. 1954
Gen. *Dictyotriletes* (Naum.) Pot. et Kr. 1954
*Dictyotriles bireticulatus* (Ibr.) Pot. et Kr. 1954
Gen. *Cancellatisporites* Dyb. et Jach. 1956
*Cancellatisporites cancellatus* Dyb. et Jach. 1956
Gen. *Reticulatisporites* (Ibr.) Pot. et Kr. 1954
*Reticulatisporites reticulocingulum* Loose 1934
Gen. *Lycospora* S. W. et B. 1944
*Lycospora brevijuga* Kos. 1950
*Lycospora granulata* Kos. 1950
Gen. *Densosporites* (Berry) Pot. et Kr. 1954
*Densosporites reticulatus* Dyb. et Jach. 1956
*Densosporites sphaerotriangulus* Kos. 1950
*Densosporites decorus* (Loose) Dyb. et Jach. 1956
Gen. *Cirratriradites* S. W. et B. 1944
*Cirratriradites saturni* (Ibr.)
Gen. *Triquitrites* (Wils. et Coe) Pot. et Kr. 1954
*Triquitrites stephanensis* Bhard. 1957
Gen. *Alatisporites* Ibr. 1933
*Alatisporites pustulatus* Ibr. 1933
*Alatisporites inflatus* Kos. 1950
Gen. *Microreticulatisporites* (Knox. 1950) Pot. et Kr. 1954
*Microreticulatisporites microtuberosus* (Loose) Pot. et Kr. 1954
Gen. *Thymospora* Wils. and Venk. 1963
*Thymospora thiessenii* (Kos.) Wils. and Venk. 1963
Gen. *Granulatosporites* (Ibr.) Dyb. et Jach. 1956
Gen. *Cristalisporites* Pot. et Kr. 1954
*Cristalisporites indignibundus* (Loose) in Kos. 1950
Gen. *Florinites* S. W. et B. 1944

*Florinites parvus* Dyb. et Jach. 1956
*Florinites elegans* Wils. et Coe. 1940
*Florinites similis* Kos. 1950

Gen. *Vestispora* (Wils. et Hoff.) Wils et Vent. 1963
*Vestispora magna* (Butterworth et Will. 1954)
*Vestispora fenestrata* (Kos. et Brokow 1950) Wils. et Vent. 1963

B: *Pollenites* R. Pot. 1931

Gen. *Endosporites* Wils. et Cos. 1940
*Endosporites globiformis* (Ibr.) S. W. et B. 1944
*Endosporites formosus* Kos. 1950

Gen. *Wilsonia* Kos. 1950
*Wilsonia vesicatus* Kos. 1950
*Wilsonia granulata* Dyb. et Jach. 1956
*Wilsonia kosankei* Bhard. 1957

Gen. *Potoniesporites* Bhard. 1957
*Potoniesporites bharadwaji* Remy 1954
*Potoniesporites novicus* Bhard.

Gen. *Schulzospora* Kos. 1950
*Schulzospora rara* Kos. 1960

Gen. *Illinites* Kos. 1950
*Illinites unicus* Kos. 1950

Gen. *Pityosporites* (Seward. 1914) Pot. et Klaus 1954
*Pityosporites cf tougshani* Ingr.

Gen. *Entilysa* (Naum.) Pot. Kr. 1954

Palinologickým vyhodnotením sme zistili, že mikroflóra skúmaných sedimentov pozostáva najmä z monosakkátnych peľov (50 %), pozostávajúcich z druhov rodov *Endosporites, Wilsonia, Florinites* a *Potoniesporites*. Asi 40 % tvoria trilétne a monolétne spóry. Asi 5 % patrí do skupiny bisakkátnych a monokolpátnych peľov. Zostatok tvoria Acritarcha, medzi ktorými sme zistili *Hystrichosphaeridae* a iné morské planktonické skupiny, zatiaľ bližšie neurčené.

Zistené spóropeľové spoločenstvo celým svojím zložením jednoznačne poukazuje na vrchnokarbónsky vek. Podstatná časť spór a peľov sa vyskytuje najmä vo vrchnom stephane. Menšia časť spór a peľov sa nachádza najmä vo westfále B—C ako napr. *Dyctyotriletes bireticulatus, Cancellatisporites cancellatus, Reticulatisporites reticulocingulum, Cirratriradites saturni* a iné (viď tab. 1.). Naproti tomu značná časť peľov, ako *Potonieisporites, Illinites, Striatosaccites* sa začína vyskytovať až v stephane. Ostané druhy sa nachádzajú vo vrchnom karbóne (okrem namuru) priebežne.

Ako vidíme zo spórovo-peľového zloženia (tab. 1), miešajú sa tu dve flóry, staršia, westfálska B—C a mladšia, stephan D. Vysvetľujeme si to preplavením staršej mikroflóry, ktorá je percentuálne oveľa chudobnejšia. Vek skúmaných sedimentov považujeme za mladší, a to stephan C.—D. Zdôvodňujeme to najmä výskytom

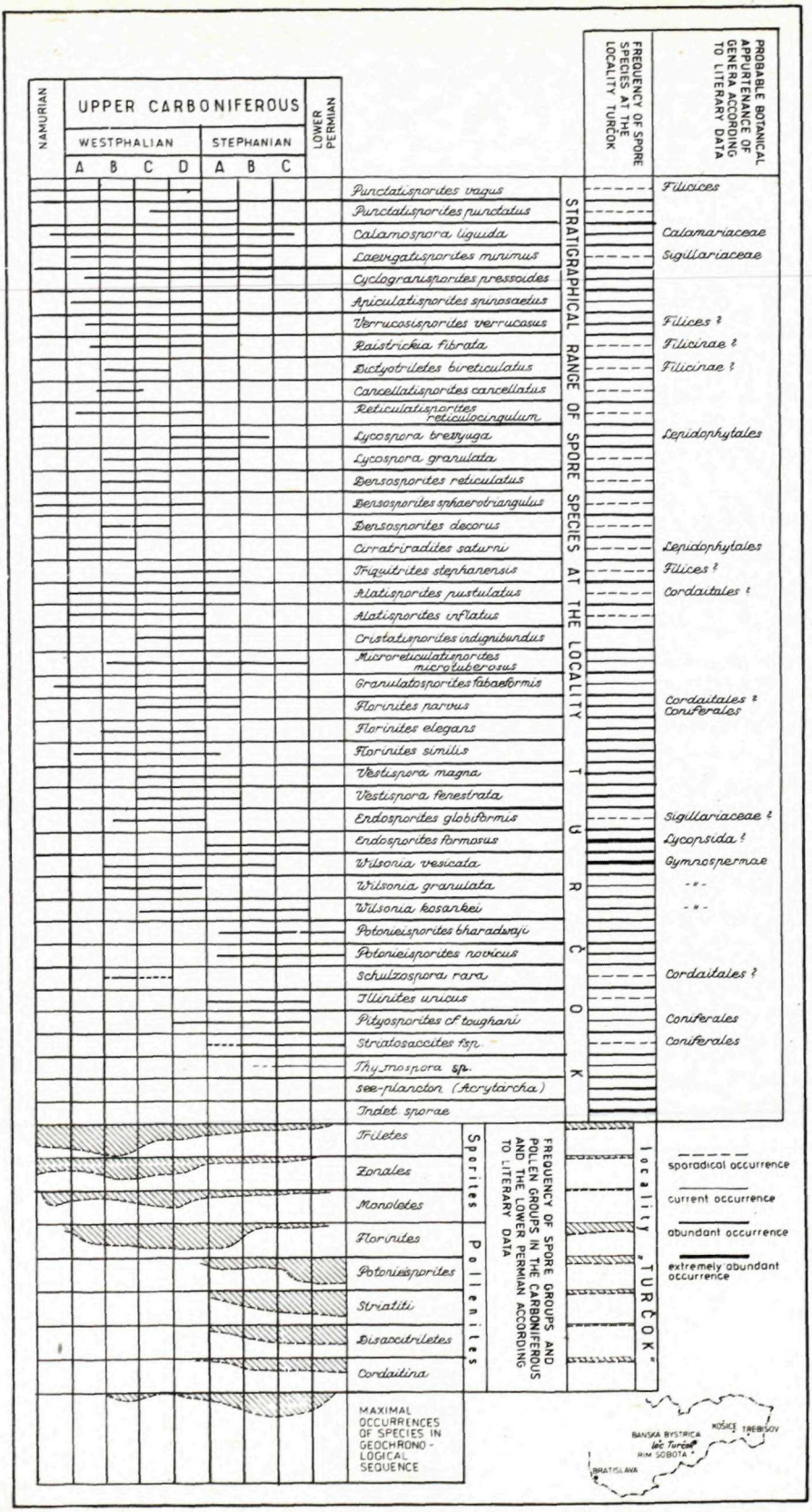
rodov *Potonieisporites, Striatosaccites, Pityosporites* v našich vzorkách, ktorých percento je už dosť vysoké. Podľa mnohých autorov (J. Doubinger 1968, 1969; I. Fadejeva 1975; A. Bouroz et J. Doubinger 1974) zaoberajúcich sa vrchným karbónom a spodným permom, práve tieto rody znamenajú už novú etapu vo vývine karbónskej flóry a poukazujú na najvrchnejší karbónsky vek, čiže stephan C—D. Získali sme takto údaje nielen o veku autochtónnej mikroflóry, ale aj dôkaz, že v skúmanej oblasti existoval bazén staršieho karbónu, ktorý môžeme považovať za westfál B—C.

Mikrofloristické zloženie sme korelovali s palinologickými výsledkami z karbónu Čiech (M. Kalibová-Kaiserová 1962, 1971; S. Dybová 1962; S. Dybová a A. Jachowicz 1957; A. Jachowicz 1966), ďalej s karbónom Nízkych Tatier (Ž. Ilavská 1964), s karbónom z Poľska (J. Jerzykiewicz 1973; J. Milewicz a T. Gorecka 1965), z Francúzska (J. Doubinger 1970, 1969; R. Coquel 1976), z Nemecka (R. Potonie et G. Kremp 1955; D. C. Bharadwaj 1957; H. Grebe 1964, 1972) a porovnávali sme spórovo-peľové zloženie s pensylvánskou flórou, ktorú spracoval hlavne R. Kosanke (1950), Ch. Upshow a W. Hedling (1967).

Porovnaním s predbežnými biostratigrafickými údajmi Ž. Ilavskej (1964) z karbónu chočského príkrovu sme zistili, že spórovo-peľové zloženie sedimentov z južnej časti veporíd (Turčok) je relatívne mladšie. Keďže biostratigrafickým výskumom mladšieho paleozoika chočského príkrovu sa budeme zaoberať v blízkej budúcnosti, považujeme tieto korelácie za predbežné. Mikroflóra z karbónu od Turčoka je zachovaním podobná mikroflóre antracitových bridlíc z Poľska (J. Jerzykiewicz 1973). Obsahuje však dosť vysoké percento druhov rodu *Potonieisporites, Florinites* a iných druhov poukazujúcich na mladší stephanien. Koreláciou s výsledkami francúzskych palinológov hlavne J. Doubinger (1969, 1974) predpokladáme mladší vek sedimentov než spodný stephanien. Pre ojedinelý výskyt rodu Entylisa a dosť hojný výskyt druhu *Thymospora thiesenii* predpokladáme, že sa jedná o najvrchnejší stephan C—D.

Z paleoekologického hľadiska predpokladáme, že v oblasti Turčoka, vo vrchnom karbóne bolo lagunárne prostredie so slanou morskou vodou (výskyt morského mikroplanktónu skupiny *Acritarcha*), ktoré však bolo veľmi plytké a nachádzalo sa blízko suchej zemi. Na blízkosť pobrežia, ako aj plytkovodné prostredie poukazuje veľké množstvo najrozmanitejších organických zvyškov vrátane hmyzu, úlomkov pletív, cievnych zväzkov rastlín a hojnosť spór papradí a iných suchozemských rastlín. Podľa údajov z literatúry o pravdepodobnej botanickej príslušnosti zistených rodov (tab. 1) usudzujeme, že už vo veľkej miere boli zastúpené *Coniferales, Cordaitales*, ale aj papraďorasty *Filices, Calamariaceae, Lepidophytales* a *Lycopodiales*. Z tohto floristického obrazu usudzujeme, že tu bolo vlhké až bahnité pobrežie s druhovo bohatým porastom papradí, za ktorým bol pás primitívnych nahosemenných rastlín, produkujúcich relatívne vysoké percento peľových zŕn.

Tab. 1. Grafické znázornenie stratigrafického rozšírenia výskytu spór a peľových zŕn na lokalite Turčok



**Zhrnutie**

1. Z komplexu hornín v profile Uhliarskej doliny sz. od obce Turčok, ktoré boli v doterajších štúdiách vymedzené ako tzv. séria Hladomornej doliny (staršie paleozoikum, A. Klinec et al. 1962, 1963; A. Klinec 1962, 1966; I. Lehotský 1962) bolo získané spoločenstvo spór a peľov vrchnokarbónskeho veku (stephan C—D). Toto súvrstvie leží v priamom podloží sedimentov stratigraficky preukázaného permu. Z uvedeného vyplýva, že bazálne časti obalovej série južnej a juhovýchodnej oblasti veporíd stratigrafickým rozpätím patria už do vrchného karbónu.

2. Pôvodné zaradenie nízkometamorfovaných piesčito-bridličnatých sedimentov výlučne na základe petrografickej podobnosti k staropaleozoickej sérii Hladomornej doliny je neopodstatnené. V budúcnosti bude potrebné venovať horninám série Hladomornej doliny väčšiu pozornosť z hľadiska litologického i stratigrafického a presne vymedziť rozšírenie sedimentov vrchného karbónu, resp. mladšieho paleozoika obalovej série veporíd v celom rozsahu.

3. Súvrstvie vrchného karbónu je zložené z cyklicky sa striedajúcich klastických sedimentov — pieskovcov, aleuritov, resp. bridlíc s piesčitou a aleuritovou prímesou. Vyčlenené v ňom boli dva cykly vyššieho rádu typické výraznou tendenciou hrubnutia klastických zŕn smerom do vrchných častí. Na báze druhého cyklu sa objavuje významná vložka vulkanickej horniny acidného až intermediárneho charakteru.

4. *Sedimentačné prostredie* opisovaného súvrstvia možno definovať ako *prechodné*, s fáciami typickými pre deltový faciálny model a priľahlú príbrežnú časť mora (fluviálno-morské fácie).

5. *Litologická hranica medzi permom a karbónom je pozvoľná, bez znakov prerušenia sedimentácie.* Na rozdiel od sedimentov vrchného karbónu, možno perm charakterizovať ako fluviálne fácie usadzované na príbrežnej aluviálnej nížine.

6. Na základe palinologického výskumu boli zistené *dve kulminácie flóry:* a. westfal B—C; b. stephan C—D. *Autochtónna flóra je v stephane* C—D z westfálu B—C je preplavená. Na základe týchto výsledkov sme však mohli usúdiť, že existoval starší a mladší sedimentačný bazén. Oba mohli mať charakter lagúny pomerne úzko spätej s blízkym morským pobrežím.

7. Z hľadiska paleogeografického členenia sedimentačných priestorov Západných Karpát (A. Vozárová — J. Vozár 1975) patrí mladšie paleozoikum j. časti veporíd do strednej sedimentačnej oblasti, kde boli definované tri vývíny: juhoveporidný, chočský, severogemeridný.

V strednej sedimentačnej oblasti je evidentná nadväznosť troch uvedených vývinov od S na J. a to z hľadiska litofaciálneho, biostratigrafického a paleoekologického.

8. *Zistená kontaktná metamorfóza vrchnokarbónskeho a permského súvrstvia žulovým telesom jednoznačne potvrdzuje jeho alpínsky vek,* čo bolo dokázané i absolútnym datovaním (metódou K/Ar, J. Kantor 1960). *Vymedzením kriedo-*

*vých granitov na styku gemeríd a veporíd sa rozširuje zóna ich výskytu v oblasti Západných Karpát.*. Z tohto dôvodu bude potrebné opäť prehodnotiť vek a štruktúrno-geologické postavenie granitov v jv. časti veporíd.

Na prejavy kontaktnej metamorfózy študovaného súvrstvia upozornil už v minulosti S. Vrána (1963, 1966), D. Hovorka — P. Hvožďara (1965), ale vtedy sa ešte celé metamorfované súvrstvie jednoznačne považovalo za staršie paleozoikum, a preto i vek týchto alpínskych granitov sa väčšinou chápal ako varisky.

Do tlače odporučil O. Fusán.

## Literatúra

BLATH, H. — MIDDLETON, G. — MURRAY, R. 1972: Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

BHARADWAJ, D. C. 1955: The spore genera from the Upper Carboniferous coals of the Saar and their value in stratigraphical studies. Paleobotanist, 4, Lucknow, 119—149.

BOUROZ, A. et DOUBINGER, J. 1974: Les relations entre le Stephanien supérieur et L'Autunien d'aprés le contenu de leur stratotype. C. R. Acad. Sc. Paris, 279, 1745—1748.

COQUEL, R. et LOBOZIAK, S. et PAREYN, Cl. 1969: Confirmation palynologique de l'age Stéphanien supérieur de la conch de houille du basin de Littry. Ann. Soc. Géol. Nord. 89, 4, Lille, 309—815.

COQUEL, R. 1976: Etude palynologique de la série houillére dans l'unité de production de Valenciennse du bassin houiller du nord de la France, Paleontographica, 156, B, 1—3, Stuttgart, 12—64.

DOUBINGER, J. 1968: Contribution à l'étude palynologique du Permo-Carbonifére de l'Autunois. Maitre de Recherche au C. N. R. S. Strasburg, 13—18.

DOUBINGER, J. 1969: Études palynologique dans le Permo-Carbonifére de l'Autunois: Les schistes de Muse. Extrait du Bull. de la soc. d'Historie Nat. d'Autun. Strasbourg, 14—19.

DUFF, D. Mc. L. P. — HALLAM, A. — WALTON, E. K. 1967: Cyclic sedimentation. Elsewier, London-New York.

DYBOVÁ, S. et JACHOWICZ, A. 1957: Mikrospory hornoslezského produktívneho karbonu. Warszawa, 1—328.

DYBOVÁ, S. — JACHOWICZOVÁ, S. 1962: Analýza zmien sporologického zložení sloje č. 8 na dole Ludvík v petřvaldské kotline. Sborník Ústředního Ústavu geol., 27, 1960, odd. paleont., Praha, 53—80.

FADEJEVA, 1975: Distribution of sporen pollen and Acritarchs in the Carboniferous boundary beds. Paper in the Carboniferous kongress in Moscow 1975, Moskva.

FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

FUSÁN, O. et. al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Rimavská Sobota. Staf: mladšie paleozoikum. Geofond, Bratislava.

FUSÁN, O. 1967; in MAHEĽ, M. a kol. 1967: Regionální geológia ČSSR, 2, Nakl. ČSAV, Praha..

GREBE, H. 1971: Microfossiles organiques du Paleozoique. 4. Les Spores. Edit. du Centre Nat. de la Recherche scientifique, 15, Paris, 1—86.

GREBE, H. 1972: Die Verbreitung der Mikrosporen im Ruhrkarbon von den Bochumer Schichten bis zu den Dorstener schichten (Westfal A—C). Paleontographica, 140, 1—3, Stuttgart, 27—115.

GREBE, H. and JOSTEN, K. H. 1964: Die Sporen — führung der Flöze Baldur bis Iduna 1 (Westfal C) auf der 2 und 3 Kohle der Schachtanlage Franc Haniel 1/2 bei Battrop Fortschr. Geol. Rheinld. und Westf. 12, Krefeld, 239—246.

GREGOR, T. 1963: Štruktúrno-geologické pomery v juhozápadnej časti Rudohoria, vo vzťahu k hydrotermálnym ložiskám. Kandidátska dizertačná práca. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HOVORKA, D. — HVOŽĎARA, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín. Acta geol. et geogr. Univ. Com., 9, Bratislava.

CHOVAN, M. — PETRO, M. 1972: Vysvetlivky k častiam listov Jelšava, Ratkovská Suchá, Ratkovské Bystré, Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

ILAVSKÁ, Ž. 1964: Stratigraficko-palinologická štúdia mladšieho paleozoika Západných Karpát. Manuskript — Archív Geol. ústavu SAV, Bratislava

ILAVSKÁ, Ž. 1964: Sporen und Hystrichosphaerideen aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. Sborník, 15, 2, Bratislava, 227—232.

JERZYKIEWICZ, J. 1973: Wstepne winiki badań mikroflorystycznych nad pozycja stratygraficzna lupkow antrakozjowych. Kwartalnik geologiczny, 17, 2, Warszawa, 285—292.

KALIBOVÁ, M. 1962: Sporenforschung im Kounov-Flötz des Schachts František in Lhota pod Džánem im Kladno-Rakovník—Becken. Sborník ústř. Úst. geol., 27, 1960, Praha, 81—100.

KALIBOVÁ, M. 1967: Palynologický výskum nanetínské pánve. Věstník útsř. Úst. geol., 42, Praha, 111—118.

KANTOR, J. 1960: Kriedové a orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Geol. Práce, Správy 19, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—26.

KLINEC, A. et al. 1962: Vysvetlivky geologickej mapy k listu Revúca (1:50 000). Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. 1962: Vzťah kohútskeho kryštalinika ku gemeridám. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—96.

KLINEC, A. — LEHOTSKÝ, I. — VRÁNA, S. — PETRO, M. 1963: Základný geologický výskum pásma Kohúta a priľahlých pásiem (list Tisovec). Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.

KOSANKE, M. R. 1950: Pensylvanian spores of Illinois and their use in correlation. Bulletin, 74, Urbana, Illinois, 7—124. 18 B 11

LEHOTSKÝ, I. 1962: Diaftoréza mylonitizácia v kryštaliniku Západných Karpát a ich časové rozčlenenie. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85—90.

MATTHEWS, R. K. 1974: Dynamic Stratigraphy. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

MILEWICZ, J. et GORECKA, T. 1965: Wstepne uwagi o karbonie w depresji pólnocnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9, Warszawa, 97—112.

POTONIE, R. and KREMP, G. 1954: Die Gattungen der paläozoischen Sporae disperase und ihre Stratigraphie. Geol. Jb., 69,3, Hannover,

REMY, W. 1954: Die Systematik der Pteridospermen unter Berückschtigung ihrer Pollen. Geologie Jhrg. 3, Berlin, 312—325.

ROZLOZSNIK, P. 1935: Die geologische Verhältnisse der gegend von Dobšina. Geologica Hungarica, ser. geologica, 5, Budapest.

SNOPKO, L. 1972: Geologický vývoj gemeríd. (Pre potreby GĽŠ). Manuskript. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

TURNER, F. J. — VERHOOGEN, J. 1960: Inegous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill. New York.

UPSHOW, F. and HEDLUND, W. 1967: Microspores from the upper part of the Coffeywille formation Tulsa, County, Oklahoma. Pollen of Spores, 9,1, Paris, 143—170.

VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. Práce Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VRÁNA, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata-Serie im Mittelteil der Veporiden. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—84.
WIJKE, D. H. et BLESS, M. B. M. 1974: The Westphalien of the Netherlands with special Reference to miospore Assemblages. Geol. en Mijubouw.
WINKLER, H. G. G. 1965: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin—Heilderberg—Wien—New York.

Eva Planderová — Anna Vozárová

## Upper Carboniferous in Southern Veporides

Summary of the Slovak text

Besides the beds regarded as the Permian, also the Upper Carboniferous sediments were revealed by lithobiostratigraphical examination of Late Paleozoic rocks near Turčok. The Upper Carboniferous sediments are cyclically alternating clastic sediments-sandstones, aleurites and/or schists with sandy and aleurite admixtures. Preserved are two cycles of a higher order. Their significant genetical character is in coarsening clastic material toward the upper parts of the cycle. Basing upon lithology of sediments and on sequence relationships among the sedimentary members, we may define the sedimentation environment of the South Veporide Carboniferous as intermediary, including facies typical of the deltaic facial model and of the pericoastal sea (fluvial-marine facies). The cyclical alternation is most likely due to tectonic movements as also evidenced by a horizon of volcanic rocks on the contact between the first and the second cycles.

The lithological boundary between the Carboniferous and the Permian is characterized by changes in colour and in lithofacies. Repeated tectonical disquietness during the Upper Carboniferous, reflected in markedly cyclical sedimentation, was followed by emergence of the sedimentation area above the sea level (fluvial facies) and by non-cyclical sedimentation during the Permian. In respect of paleogeographical classification of sedimentation areas of the West Carpathian Late Paleozoic (A. Vozárová — J. Vozár 1975), the Late Paleozoic of the Southern Veporides is referable to the middle sedimentation area including three facies (as defined originally): a. the South-Veporide facies, b. the Choč facies, c. the North-Gemeride facies. The three facies are evidently related to each other from the North to the South as regards lithofacial, biostratigraphical and paleoecological aspects.

By palinological examination of darkgrey schists we have got plentiful organic material: spores, pollen, plant tissues, insects from among *Arthropoda* and sea plankton. Thirty seven spore and pollen species were distinguished by pollen analysis. The spore-pollen diagram consists predominantly of monosaccate pollen (50 %) representative of the genera *Endosporites, Wilsonia, Florinites* and *Potonieisporites.* About 40 % are trilete and monolete spores; about 5 % are bisaccate and monocolpate pollen. The rest are *Acritarcha.*

The spore-pollen assemblage (Tab. 1) is unambignously indicative of the Upper Carboniferous age of the sediments examined. The age of autochthonous flora is Stephanian C—D and of the allochthonous — Westphalian B—C. The older one, inpoverished both in quality and quantity was resedimented into younger sediments. The flora comprises: *Dictyotriletes bireticulatus, Cancellatisporites cancellatus, Reticulatisporites reticulcingulum, Cirratriradites saturni*, a. o. Most pollen are of the genera *Potonieisporites Illinites, Striatosaccites*, appearing as late as Stephanian. It follows that the age of the sediments examined is Stephanian C — Autunien. Resedimented spores and pollen are indicative of the existence of an Early-Carboniferous sea basin in the Westphalian B—C. Basing on the quantity and degree of preservation of organic material, we may presume nearness of coast and/or lagoonal nature of sedimentation environment.

Captions to text-figures 1, 2:

Fig. 1 Geological map of the area around Turčok — Uhliarska dolina (valley).
S = 1:25 000
1 — crystalline, 2 — Upper Carboniferous of Veporides, 3 — Permian of Veporides, 4 — Carboniferous of Gemerides.

Fig. 2 Schematic lithological section through Carboniferous and Permian bed sequence in Uhliarska dolina (valley).
1 — sandstone, 2 — siltstone, 3 — schists, 4 — granite aplite, 5 — felsitic porphyrite, 6 — vein of hydrothermal quartz, 7 — spore and pollen assemblages.

Tab. 1. Graphical illustration of stratigraphical range of spores and pollen found at locality Turčok.

Translated by E. Jassingerová.

Vysvetlivky k tabuľkám XXIX—XXXIV (všetky fotografie sú zväčšené 1000 ×)

Tabuľka XXIX
1 — *Granulatosporites fabaeformis*
2 — *Densosporites sphaerotriangulus*
3, 4 — *Densosporites* fsp.
5, 6 — *Lycospora granulata*
7, 8 — *Microreticulatisporites* cf. *microtuberosus*
9 — *Thymospora thiessenii*
10 — *Punctatisporites punctatus*

Tabuľka XXX
1, 2 — *Dictyotriletes bireticulatus*
3,4 — *Cristatisporites indignibundus*
5, 6 — *Raistrickia fibrata*

Tabuľka XXXI
1 — *Cancellatisporites cancellatus*
2, 4 — *Apiculatisporites spinosaetus*

Tabuľka XXXII
1 — *Florinites elegans*

Tabuľka XXXIII
1 — *Potonieisporites bharadvaji*
2 — *Pytyosporites* cf. *toughani*

Tabuľka XXXIV
1 — *Striatodisaccites* fsp.
2 — *Incertae sedis*
3 — *Incertae sedis*
4 — *Hystrichosphaeridae*
5 — *Incertae sedis* magn. 400 ×
6 — *Incertae sedis*

Geologické práce, Správy 70 • str. 143—157 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Věra Molčíková

# Vápnitý nannoplankton karpatu v karpatské předhlubni na Moravě

2 obr. v textu, 8. tab. na křídě (XXXV—XLII), anglické resumé

Výtah. Pomocí elektronové mikroskopie byl zkoumán vápnitý nannoplankton z karpatu v karpatské předhlubni na Moravě. Bylo zjištěno 14 autochtonních druhů, které umožňují rozlišit stupeň karpat a spodní baden uvnitř nannoplanktonní zóny NN 5 *Sphenolithus heteromorphus*.

## Úvod

Vzhledem k významu vápnitého nannoplanktonu pro stratigrafii v celosvětovém měřítku, je snaha o využití této organické skupiny při řešení stratigrafických otázek neogénu i v československé části Karpat.

Sedimenty karpatu karpatské předhlubně na Moravě nebyly dosud z hlediska vápnitého nannoplanktonu zkoumány vyjma vrtů Nítkovice 2 a 3 na Vyškovsku (Molčíková 1974). Vápnitý nannoplankton zde nalezený byl velmi chudý a poměrně špatně zachovalý. V mnoha případech se vyskytovala pouze torsa kokolitů, případně discoasterid. Mimo autochtonních nálezů byly zde zjištěny i druhy přeplavené ze starších sedimentů nejspíše eocenního a oligocenního stáří.

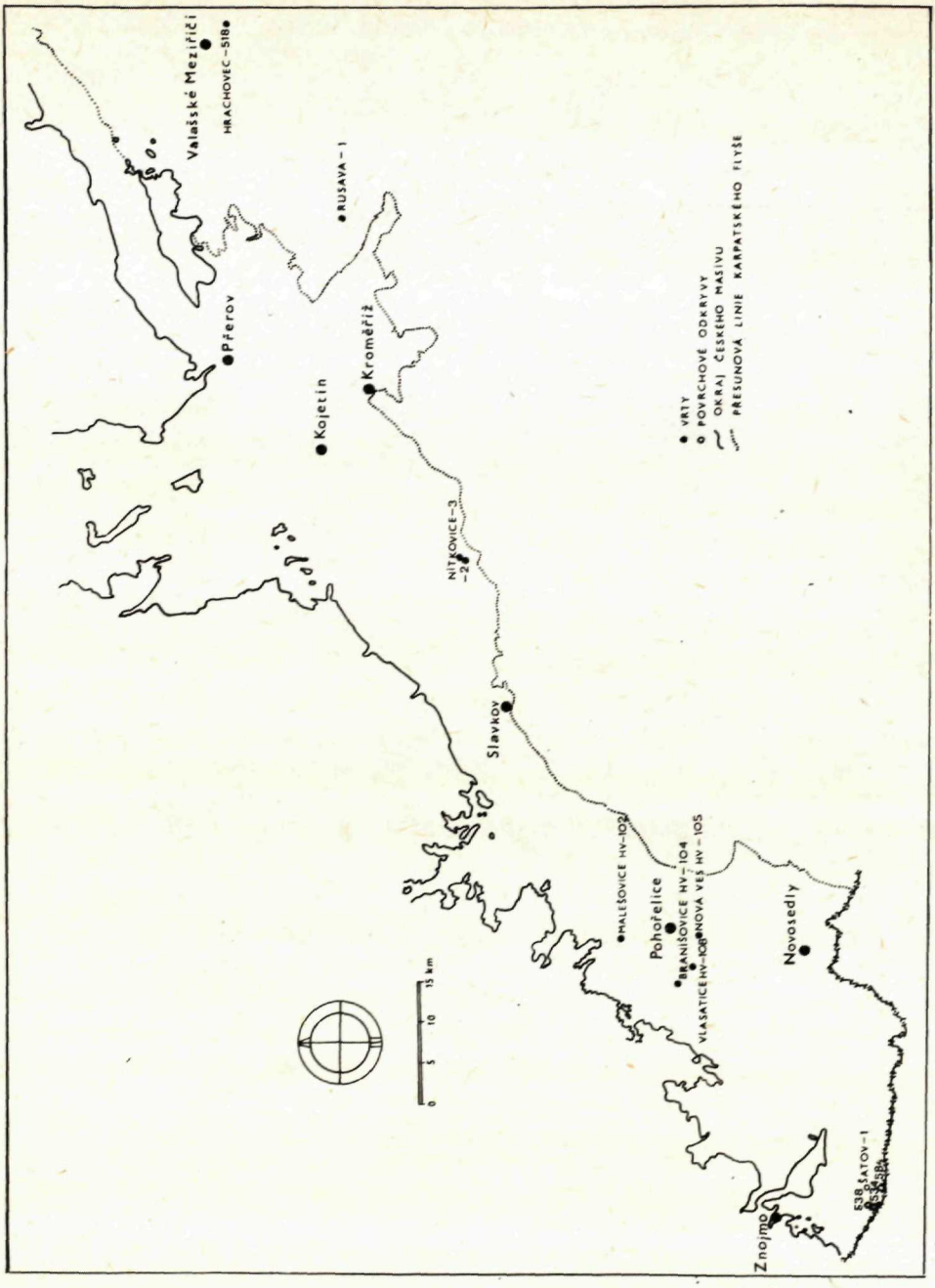
Zpracování vápnitého nannoplanktonu karpatu bylo vázáno na možnosti získání materiálu z karpatské předhlubně. Celkem bylo zpracováno 44 vzorků z povrchových sběrů a mělkých mapovacích a hlubokých vrtů ÚÚG, z hydrogeologických vrtů Geotestu n. p. Brno a z vrtu Geologického průzkumu n. p. Ostrava (obr. 1).

Vápnitý nannoplankton byl zkoumán pomocí TEM a SEM a je dokumentován snímky, které provedl Ing. M. Molčík CSc. z Ústavu fyzikální metalurgie ČSAV v Brně, Ing. F. Odehnal z Výzkumného ústavu stavebních hmot v Brně, Ing. J. Pleskal z VÚT v Brně a pracovníci GÚDŠ v Bratislavě.

### Vápnitý nannoplankton karpatu

Výzkum vápnitého nannoplanktonu byl soustředěn převážně na jihozápadní část karpatské předhlubně od Pohořelic až ke státní hranici s Rakouskem. Směrem k severovýchodu byl získán materiál z vrtu Nítkovice-2 a 3, Rusava-1 a Hrachovec NP-518.

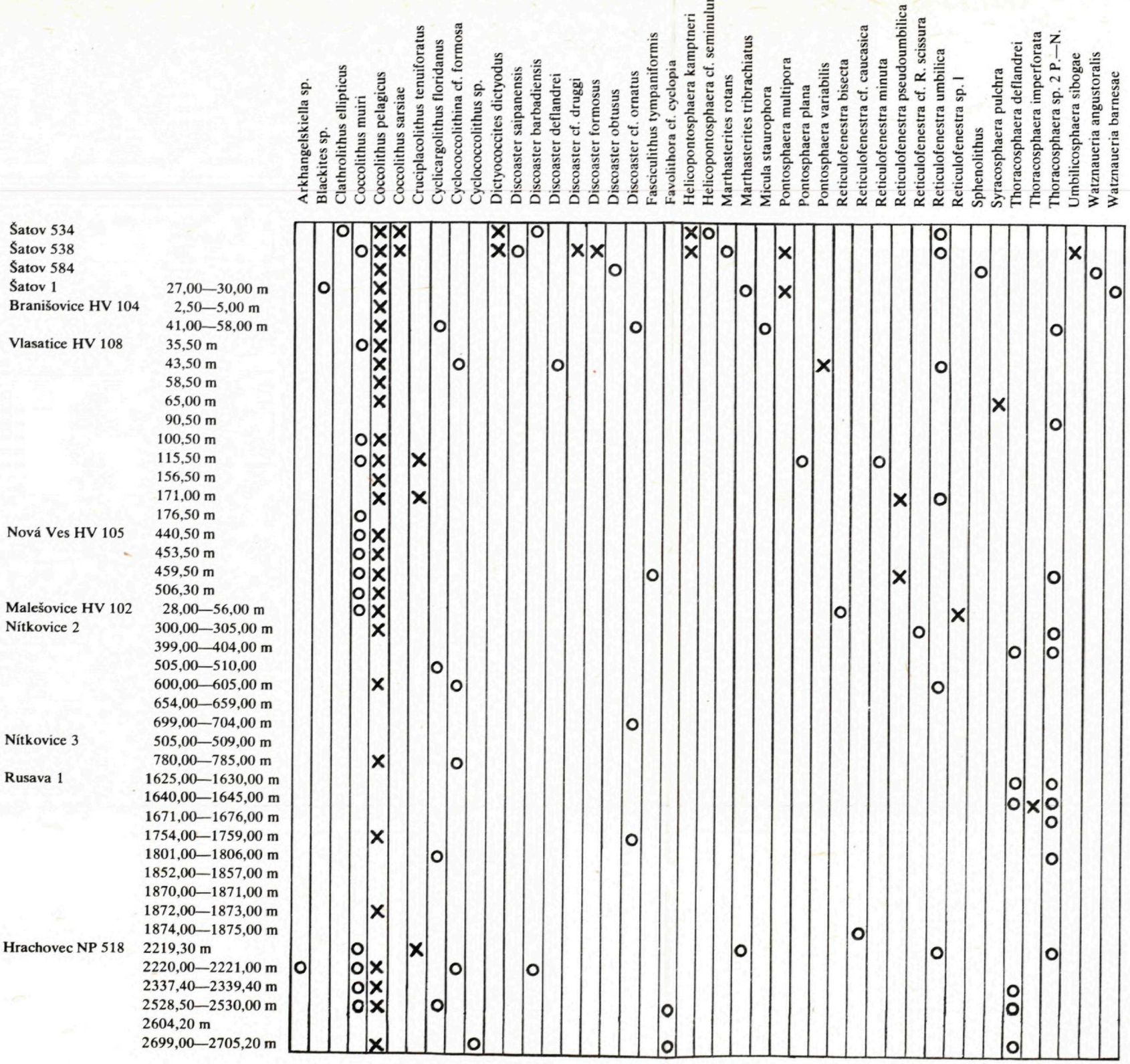
RNDr. Věra Molčíková CSc, Ústřední ústav geologický pobočka Brno, Leitnerova 22 Brno.




Obr. 1. Orientační mapka zpracovaných lokalit a vrtů

Obr. 2 Výskyt vápnitého nannoplanktonu v karpatu karpatské předhlubně

× — autochtonní druhy; o — allochtonní druhy



## Šatov

V Oblasti Šatova byl vápnitý nannoplankton zkoumán z přirozených povrchových odkryvů — lokality Šatov 534, 538 a 584 a z báze mělkého mapovacího vrtu ÚÚG Šatov-1 hloubka 27,00—30,00 m vjv. od Šatova a j. od Dyjákoviček. Jedná se o velmi jemně slídnatý vápnitý jíl s bohatou dírkovcovou mikrofaunu s *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp-Turnovsky. Vápnitý nannoplankton je ve srovnání s ostatními zkoumanými karpatskými lokalitami poměrně častý. Z autochtonních druhů je to:

*Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller
*Coccolithus sarsiae* Black
*Dictyococcites dictyodus* (Deflandre — Fert) Martini
*Discoaster* cf. *druggi* Bramlette — Wilcoxon
*Discoaster formosus* Martini — Worsley
*Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler
*Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth
*Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse) Gaarder

Častější je pouze *Coccolithus pelagicus*, ostatní druhy jsou individuálně chudé. Discoasteridní formy jsou soustředěny hlavně na lokalitu Šatov 538.

Z allochtonních druhů jsou to:

*Blackites* sp.
*Clathrolithus ellipticus* Deflandre
*Coccolithus muiri* Black
*Discoaster barbadiensis* Tan
*Discoaster obtusus* Gartner
*Discoaster* cf. *ornatus* Stradner
*Discoaster saipanensis* Bramlette-Riedel
*Helicopontosphaera* cf. *seminulum* (Bramlette-Sullivan) Roth
*Marthasterites rotans* (Stradner) Stradner
*Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette-Riedel) Deflandre
*Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini-Ritzkowski
*Sphenolithus* sp.
*Watznaueria angustoralis* Reinhardt
*Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen

Tyto druhy jsou převážně paleogenního, řídčeji křídového stáří.

## Vrt Branišovice HV-104

V tomto vrtu, který byl prováděn Geotestem n. p. Brno a situován poblíž obce Branišovice jz. Pohořelic, byl karpat mikropaleontologicky doložen do hloubky 66,00 m v nadloží spodního miocénu. Vápnitý nannoplankton byl zkoumán ve dvou

litologicky poněkud odlišných polohách. Je to v hloubce 2,50 m až 5,00 m světle okrově šedý, slabě vápnitý, tuhý, deskovitě až břidličnatě rozpadavý jíl a v hloubce 41,00 až 58,00 m zelenošedý, velmi slabě vápnitý jíl až jílovec střípkovitě rozpadavý.

Vápnitý nannoplankton je v obou polohách na rozdíl od bohaté foraminiferové fauny i ve srovnání s výskyty v oblasti Šatova na jihozápadě karpatské předhlubně silně ochuzený. Objevuje se výhradně jen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller ve formě kokosféry i izolovaných kolitů.

V hloubce 41,00—58,00 m se navíc objevují allochtonní druhy:
*Cyclicargolithus floridanus* (Roth-Hay) Bukry
*Discoaster* cf. *ornatus* Stradner — torsa — izolované paprsky
*Micula staurophora* (Gardet) Stradner
*Thoracosphaera* sp. 2 Perch-Nielsen,
přeplavené ze svrchní křídy až oligocénu.

## Vrt Vlasatice HV-108

Tento hydrogeologický vrt Geotestu, n. p. Brno byl situován jv. Branišovic a jz. od Pohořelic. Zastihl mikrofaunu karpatu v mocnosti 213 m v nadloží spodního miocénu v poměrně bohatém dírkovcovém vývoji odpovídajícím karpatu ve vrtu Branišovice HV-104 a v oblasti Šatova. Nannoplankton je silně ochuzen. Jen v břidličnatě rozpadavých tmavých polohách např. v hl. 43,50 m, 115,50 m a 171,00 m, je poněkud hojnější, i když se jedná většinou o allochtonní druhy eocenního až oligocenního stáří. V autochtonní složce se objevuje *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Pontosphaera variabilis* Halldal-Markali, *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti-Jerkovič a *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner. Světle zelenošedé polohy obsahují většinou jen chudé přeplavené kokolity. K autochtonním lze počítat jen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a *Syracosphaera pulchra* Lohmann.

## Vrt Malešovice HV-102

Tento hydrogeologický vrt Geotestu n. p. Brno byl situován u obce Malešovice s. od Pohořelic. Karpat byl mikrofaunisticky doložen od povrchu do hl. 75,00 m v nadloží spodního miocénu. Vápnitý nannoplankton byl zkoumán z intervalu 28,00—56,00 m z tmavošedého tvrdého jílu břidličnatě rozpadavého. Byla zde zjištěna velmi chudá nannoflóra. Převážně je to jen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a byla také určena *Reticulofenestra* sp. 1, která se shoduje s nálezem v moravu spodního badenu ve vrtu Dražovice-2 (Molčíková, 1975). Společně s nimi se zde objevuje allochtonní druh *Reticulofenestra bisecta* (Hay — Mohler — Wade) Roth ze svrchního eocénu až spodního oligocénu a *Coccolithus muiri* Black ze středního eocénu.

Vrt Nová Ves HV-105

Hydrogeologický vrt Geotestu n. p. Brno situovaný j. od Pohořelic zastihl karpat v podloží moravu spodního badenu od 397,70—506,30 m, ve vývoji zelenošedého vápnitého jílu, jen v hl. 459,50 m je jíl hnědozelený.

Bazální část karpatu od hl. 464,30—506,30 m je silně ochuzená o dírkovcovou mikrofaunu, je zde častější jen plankton. V nadloží od 397,70—549,50 m jsou dírkovci polohově bohatí s typickými uvigerinami v čele s *Uvigerina parkeri breviformis* Papp — Turnovsky. Vápnitý nannoplankton je v celém profilu karpatu velmi chudý, s povrchem silně korodovaným, případně se nalézají torza kokolitů.

Autochtonní prvky, pokud je bylo možno pro špatné zachování určit, se omezují pouze na druhy *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner. Allochtonní druhy jsou redeponovány z paleocénu (*Fasciculithus tympaniformis* Hay-Mohler) a z eocénu (*Coccolithus muiri* Black a *Thoracosphaera* sp. 2 Perch — Nielsen).
Celkový charakter nannoplanktonu je v celém profilu zhruba stejný a nemění se ani v závislosti na rozdílném složení dírkovcové mikroauny, ani na litologických změnách.

Vrt Nítkovice-2

na Vyškovsku zastihl karpat od 0,00—860,00 m ve vývoji zelenošedých vápnitých jílů místy se zuhelnatělými rostlinnými zbytky (Krejčí 1971) a byl mikrofaunisticky prokázán Zapletalovou (in Adámek et al. 1971). V hlubší části od 399,00—704,00 m nalezla chudou, částečně zakrnělou mikrofaunu rázu „Chudých spongiových vrstev". V nejvyšší části od 300,00—399,00 m se objevuje *Uvigerina parkeri breviformis* Papp — Turnovsky a mimo autochtonních dírkovců také řada redeponovaných druhů z křídy až spodního miocénu.

Vápnitý nannoplankton byl již zhodnocen v dílčí zprávě (Molčíková 1974). Je velmi chudý, nalézají se zde většinou torza kokolitů, případně discoaterid, a zachování jednotlivých exemplářů je poměrně špatné. Za autochtonní lze považovat pouze dobře zachovalé exempláře druhu *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller. Ostatní druhy jako *Reticulofenestra* cf. *R. scissura* Hay — Mohler — Wade, *Thoracosphaera* cf. *T.* sp. 2. Perch-Nielsen, *Thoracosphaera* cf. *deflandrei* Kamptner, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth — Hay) Bukry, *Cyclococcolithina* cf. *formosa* (Kamptner) Wilcoxon, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini — Ritzkowski a *Discoaster* cf. *ornatus* Stradner jsou pravděpodobně přeplaveny ze starších sedimentů eocenního až oligocenního stáří.

Vrt Nítkovice-3

Sedimenty karpatu jsou litologicky shodné s vrtem Nítkovice 2 (Adámek, 1973) a i dírkovcová mikrofauna je téhož vývoje (Zapletalová in Adámek et al. 1973). Nannoflóra je zde velmi chudá.

V hl. 505,00—509,00 m byly nalezeny pouze dva blíže neurčitelné kokolity. V hl. 780,00—785,00 m se nachází pouze autochtonní *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a allochtonní *Cyclococolithina* cf. *formosa* (Kamptner) Wilcoxon.

Vrt Rusava-1

Sedimenty karpatu v monotónním vývoji šedých nazelenalých pevných vápnitých jílů byly zastiženy od 1625,00 m do 1928,00 m. Podle typické uvigerinové fauny je bylo možno rozdělit do dvou zón (Molčíková 1970). Nižší zóna je charakteristická přítomností druhu *Uvigerina graciliformis* Papp — Turnovsky od 1852,00 m do 1928,00 m. V nadloží od 1625,00 m do 1832,00 m je zóna s *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp — Turnovsky a *Uvigerina parkeri breviformis* Papp — Turnovsky. Tato bohatá zóna má polohy mikrofaunisticky silně ochuzené, zvláště v její střední části od 1704,00—1725,00 m.
Vápnitý nannoplankton je většinou špatně zachovalý a je velmi chudý a monotónní v celém profilu, aniž by se v něm projevila odlišnost obou dírkovcových zón. Většina nálezů je velmi špatně určitelná jednak vlivem korozivních účinků, jednak vlivem destrukce schránek. Převažují allochtonní druhy, za autochtonní je možno považovat jen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, který je běžný v miocenních sedimentech a *Thoracosphaera imperforata* Kamptner — průběžný druh od křídy po recent. Ostatní druhy *Thoracosphaera deflandrei* Kamptner, *Thoracosphaera* sp. 2 Perch-Nielsen, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth — Hay) Bukry, *Reticulofenestra caucasica* Hay — Mohler — Wade a *Discoaster ornatus* Stradner jsou známy ze starších tzn. křídových až paleogenních sedimentů a do karpatu jsou patrně druhotně přemístěny.

Vrt Hrachovec NP-518

Tento vrt GP Ostrava byl situován jihovýchodně od Valašského Meziříčí. Výzkum vápnitého nannoplanktonu byl soustředěn na pět hloubkových intervalů, z nichž nejvyšší z hl. 2219,00—2221,00 m a hlubší z hl. 2603,80—2604,30 m byl také doplněn zpracováním dírkovcové mikrofauny. V nejvyšším intervalu z hl. 2219,00—2221,00 m, kde je karpat ve vývoji nazelenale šedých jílovců, je dírkovcová mikrofauna druhově i individuálně velmi chudá a většinou také velmi drobná, dosti porušená. Pro tuto vyšší část je charakteristický brizalinový vývoj. Vzácně se objevuje *Uvigerina parkeri breviformis* Papp — Turnovsky a další benthosní a planktonní druhy.

V hlubším intervalu šedého slabě vápnitého jílovce z hl. 2603,80—2604,30 m je mikrofauna poměrně bohatá jak individuelně, tak druhově. Brizaliny, hojné v nejvyšším intervalu jsou zde méně časté, zatímco je bohatší planktonní složka. Vápnitý nannoplankton je ojedinělý a ne příliš dobře zachovaný. Omezuje se pouze na několik druhů. V hloubce 2604,20, kde byla nalezena bohatá foraminiferová

mikrofauna, se neobjevuje vůbec. Mezi autochtonní prvky v tomto vrtu patří pouze *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, je to však druh průběžný od střední jury až do recentu. Dalším autochtonním druhem je *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, který byl původně popsán ze svrchního miocénu Alžíru a Jugoslavie (Clocchiatti — Jerkovič 1970), ale byl již nalezen Haqem (1971) i v oligocénu Západního Německa. Tento druh byl již identifikován Lehotayovou (1970) v badenu jižního Slovenska a v karpatské předhlubni jsme jej nalezli v karpatu ve vrtu Vlasatice HV-108 jihozápadně Pohořelic.

Ostatní nalezené druhy jsou redeponované, a to ze spodní křídy až eocénu *Thoracosphaera deflandrei* Kamptner, z paleocénu *Favolithora* cf. *cyclopia* Stradner, z eocénu *Marthasterites tribrachiatus* Bramlette — Riedel, *Coccolithus muiri* Black a *Thoracosphaera* sp. 2 Perch-Nielsen a ze spodního miocénu *Cyclicargolithus floridanus* (Roth — Hay) Bukry.

**Širší srovnání vápnitého nannoplanktonu karpatu**

Dosud zkoumané sedimenty karpatu v karpatské přehlubni na Moravě jsou na autochtonní vápnitý nannoplankton velmi chudé. Srovnáme-li výsledky z jednotlivých lokalit a vrtů, jsou sedimenty karpatu relativně bohatší v jihozápadní části karpatské předhlubně, tj. hlavně v okolí Šatova, případně ve vrtu Vlasatice HV-108 jz. Pohořelic. V dalších vrtech v okolí Pohořelic, tj. Nová Ves HV-105, Branišovice HV-104 a dále severněji ležící Malešovice HV-102 a dále k severovýchodu od Brna ve vrtech Nítkovice-2 a 3, Rusava-1 a Hrachovec NP-518, je nannoplankton silně ochuzený a značně korodovaný, z velké části rozpadlý. S takto chudým vápnitým nannoplanktonem ve střední části karpatské předhlubně se setkal již Martini (in Cicha — Hagn — Martini 1971), který ve vzorcích z karpatu ve vrtu Lubná-6 a Rataje-1 uvádí mimo velkého počtu přeplavených druhů ze svrchní křídy a staršího terciéru jen průběžný druh *Coccolithus* cf. *pelagicus* (Wallich) Schiller, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner a *Discolithina multipora* (Kamptner).

Z oblasti Bánovské kotliny zkoumala nannoflóru karpatu Lehotayová (1971) z lokality Dežerice, kde se jí podařilo identifikovat pouze druh *Syracosphaera* cf. *clathrata* Roth — Hay. Poněkud bohatší byl nález z lokality Potor — vrt $M_2$ hloubka 21,00—22,00 m, odkud uvádí Lehotayová (1972) druhy *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Discoaster* sp. 1, *Ericsonia ovalis* Black, *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler, *Reticulofenestra* sp. 1 a další.

Ke srovnání jsme použili i výsledky zpracování karpatu na lokalitě Laa v Rakousku z vlastních sběrů, ale i zde byly nalezeny jen sporé zbytky nannoplanktonu, z nichž se podařilo určit jen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller.

Vápnitý nannoplankton z Laa a dalších rakouských lokalit Retznei a Wagna zkoumali Martini — Müller (1975) a srovnávají jej také s vápnitým nannoplanktonem ve vrtu Rataje-1 doplněném o nové nálezy. Zjišťují zde spíše chudší

společenstva, které jsou zvláště v Laa silně zastíněna přeplavenými druhy z křídy a paleogénu. Ve všech vzorcích je přítomen *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner a téměř ve všech *Discolithina multipora* (Kamptner) Martini, *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette — Wilcoxon, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner a jen na lokalitě Laa a Rataje-1 *Braarudosphaera bigelowi* (Gran — Braarud) Deflandre.

Na základě zjištění stratigraficky důležitého druhu *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette-Wilcoxon, objevujícího se ve všech vzorcích z Laa a Retznei, docházejí k závěru, že tyto vzorky nejsou mladší než zóna NN4 (zóna *Helicosphaera ampliaperta*) standartního zónování dle nannoplanktonu.

Autoři docházejí k názoru, že spodní část karpatu může být korelována jen se svrchní částí zóny NN4.

Ve vzorcích z Laa, Retznei a Wagna uvádějí vzácné jedince, kteří se podobají dalšímu stratigraficky důležitému druhu *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre.

Předpokládají nástup tohoto druhu v Paratethydě v pozdním karpatu, přestože v otevřených mořích má shodný rozsah s *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette — Wilcoxon v celé zóně NN4.

Ze Severomořské pánve v Německu uvádějí Martini — Müller (1973) v sedimentech okolo hranice mezi spodnějším stupněm hemmoorem (jehož část označují za ekvivalent karpatu (1975)) a vyšším reinbeckem společenstvo s *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran-Braarud) Deflandre, *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler a *Discolithina multipora* (Kamptner) Martini, které zasahuje ještě do nejspodnější části reinbeckského stupně. Další vzorky z vyššího reinbecku buď obsahují jen ojediněle *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler a jeden malý exemplář rodu *Reticulofenestra*, nebo vápnitý nannoplankton zcela chybí.

Také v oblasti středozemního neogénu z Malorky jsou uváděny jen velmi chudé nálezy, které Martini (in Sanfilippo — Burckle — Martini — Riedel 1973) zahrnuje do zóny NN5 *Sphenolithus heteromorphus*. Jedná se o běžný výskyt jedině druhu *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler a *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, dosti běžně *Discoaster exilis* Martini — Bramlette a *Sphenolithus pacificus* Martini a často *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Také zde je uváděna přítomnost nannoplanktonních druhů přeplavených z paleogénu a křídy.

Foraminiferové zóny 4 až 5 (ve smyslu Cicha — Seneš pro CNP 1973) tj. regionální stupeň karpat je možno tedy paralelisovat s nejvyšší částí zóny NN4 zóna *Helicosphaera ampliaperta* a se spodní částí zóny NN 5 zóna *Sphenolithus heteromorphus* (Martini-Müller 1975). Tito autoři zjišťují také přítomnost těchto zón ve spodní části langhiana v Italii a v části hemmooriana v severomořské pánvi.

Přestože ve vápnitém nannoplanktonu karpatu karpatské předhlubně na Moravě

chybí vůdčí druhy, jeví se jisté odlišnosti obou stupňů. Zatímco v karpatu nalezený autochtonní nannoplankton přechází do mladších sedimentů a ani jediný druh není omezen pouze na karpat, nastupují v badenu druhy, ktoré se zatím v karpatu neobjevují. Je to např.:

*Discoaster variabilis* Martini — Bramlette
*Helicopontosphaera wallichi* (Lohmann) Boudreau-Hay
*Rhabdosphaera clavigera* Murray — Blackman
*Sphenolithus abies* Deflandre

Mimo to existuje řada druhů známých ze starších stupňů — z eocénu a oligocénu, které dosud v karpatu nalezeny nebyly a objevují se opět v badenu. Jsou to např.:

*Coccolithus* cf. *parvulus* (Deflandre — Fert) Stradner
*Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette — Wilcoxon
*Discoaster adamanteus* Bramlette — Wilcoxon
*Holodiscolithus solidus* Deflandre
*Micrantholithus vesper* Deflandre
*Pontosphaera confosa* (Hay — Mohler — Wade)
*Sphenolithus radians* Deflandre

Umožňují tedy uvnitř zóny NN 5 *Sphenolithus heteromorphus* rozlišit na základě vápnitého nannoplanktonu oba stupně, tj. karpat a baden v neogenních pánvích Paratethydy na území Československa.

Zónování karpatu, jak je použitelné na základě foraminifer (Molčíková 1964; Cicha — Zapletalová 1974), podle vápnitého nannoplanktonu není možné. Zastoupení určitých druhů kokolitů a discoaster je zcela nezávislé na složení asociací foraminifer.

Otázka vápnitého nannoplanktonu pestrých vrstev, zaujímajících zvláštní postavení mezi karpatem a badenem, na jejichž stratigrafickou příslušnost se v současné době názory geologů a paleontologů rozcházejí, bude řešena samostatně po získání většího množství materiálu.

Do tlače odporučili: H. Lehotayová a O. Samuel.

## Literatura

ADÁMEK, J. 1973: Pionýrský vrt Nítkovice 3. MS MND, Hodonín (29 36 + 1).

ADÁMEK, J. et al. 1971: Strukturně stratigrafický vrt Nítkovice 2. MS MND, Hodonín (28 04).

BLACK, M. 1962: Fossil coccospheres from a Tertiary outcrop on the continental slope. Geol. Mag., 99, 93, London, 131—137.

BLACK, M. 1964: Cretaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic Seamounts. Paleontology, 7, London, 306—316.

BOUDREAUX, J. — HAY, W. 1969: Calcareous Nannoplankton and biostratigraphy of the late Pliocene-Pleistocene-Recent Sediments in the submarex cores. Rev. esp. Micropaleont., 1,3, Madrid, 249—292.

BUKRY, D. 1971: Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. Trans. San Diego Soc. nat. Hist., 16,14, San Diego, 303—327.

CICHA, I. — ZAPLETALOVÁ, I. 1974: Problémy stratigrafie mladšího terciéru ve střední části karpatské předhlubně. Zemní plyn, Nafta, 19, 3, Hodonín, 453—460.

CICHA, I. — HAGN, H. — MARTINI, E. 1971: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. Mitt. Bayer. St. — Samml. Paläont. hist. Geol., 11, München, 279—293.

CICHA, I. — SENEŠ, J. — TEJKAL, J. et al. 1967: Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. 1, $M_3$ (Karpatien), Bratislava,

CLOCCHIATTI, M. 1971: Contribution a l'etude du nannoplancton calcaire du neogene d'Afrique du Nord. Mém. Mus. nat. Hist. natur. n. S. Sér. C Sci. Terre, 23, 1, Paris, 1—135.

CLOCCHIATTI, M. — JERKOVIČ, L. 1970: Cruciplacolithus tenuiforatus, nouvelle espèce de Coccolithophoridé du miocène d'Algérie et de Yougoslavie. Cah. Micropaléont. Série 2, 2, Paris, 1—5.

COHEN, C. L. D. 1966: Coccoliths and Discoasters from Adriatic bottom sediments. Leidse geol. Meded. 35, Leiden, 1—44.

ELLIS, C. H. — LOHMAN, W. H. — WRAY, J. L. 1972: Upper Cenozoic calcareous nannofossils from the Gulf of Mexico (Deep sea drilling project, Leg 1, Site 3). Quart. Colo. Sch. Mines. 67, 3, Golden, Colo, 1—103.

GARTNER, S. Jr. 1967: Nannofossil species related to Cyclococcolithus leptoporus (Murray et Blackman). Pap. Univ. Kan. Paleont. Contr., 28, Lawrence, 1—4.

HALLDAL, P. — MARKALI, J. 1955: Electron microscope studies on coccolithophorids from the Norwegian Sea, the Gulf Stream and the Mediterranean. Avh. Norske, Wid. — Adak. Math. — Naturv. Kl., 1, Oslo, 1—30.

HAQ, U. Z. B. 1971: Paleogene calcareous nannoflora. Part 2; Oligocene of western Germany. Stockholm Contr. Geol., 25, Stockholm, 57—97.

KAMPTNER, E. 1956: Thoracosphaera deflandrei nov. spec. ein bemerkenwertes Kalkflagellaten-Gehäuse aus dem Eozän von Donzaq (Dep. Landes, Frankreich). Österr. Bot. 103, Wien, 448—456.

KREJČÍ, J. 1971: Hluboký struktúrní průzkum nítkovického pásma. 2. etapa. MS MND, Hodonín (28 06).

LEHOTAYOVÁ, R. 1970: Electron-microscopic Examination of calcareous nannoflora from Badenian of Western Slovakia. Západné Karpaty 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—175.

LEHOTAYOVÁ, R. 1971: Vápnitá nannoflóra eggenburgu a karpatu. Ročná správa za rok 1971. Archív Geol. Úst. D. Štúra, AP 5004, Bratislava.

LEHOTAYOVÁ, R. 1972: Electron microscopic investigation of calcareous nannoflora from Neogene pelites in Slovakia. Jb. Geol. Bundesanst. Sonderb. 19, Wien, 46—47.

LEHOTAYOVÁ, R. — MOLČÍKOVÁ, V. 1975: The present research results of calcareous nannoflora in relation to biozones of the Neogene of the Central Paratethys. 6 th Congres RCMNS, Bratislava, 82—86.

MARTINI, R. 1971: Standart tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. 2 Plankt. conf., Roma, 739—785.

MARTINI, E. — MÜLLER, C. 1973: Nannoplankton — Gemeinschaften im Miozän und Pliozän des Nordseebeckens. Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh. Mh., 9, Stuttgart, 555—564.

MARTINI, E. — MÜLLER, C. 1975: Calcareous nannoplankton from the Karpatian in Austria (middle Miocene), 6th Congress RCMNS, Bratislava, 125—128.

MARTINI, E. — WORSLEY, T. 1970: Standart neogene calcareous nannoplankton zonation. Nature, 225, 5229, London, 289—290.

MARTINI, E. — WORSLEY, T. 1970: Tertiary calcareous nannoplankton from the western equatorial Pacific. Deep Sea Drilling Project, 7, 2, 1471—1501.

Mc INTYRE, A. — BÉ, A. W. H. — PREIKSTAS, R. 1967: Coccoliths and the Pliocene — Pleistocene boundary. Prog. in Oceangr., 4, Oxford, New York, 1—25.
MOLČÍKOVÁ, V. 1964: Biostratigrafické a faciální zhodnocení karpatu čelní hlubiny na Moravě. Zpr. geol. Výzk., Ústř. Úst. geol., 1, Praha, 303—304.
MOLČÍKOVÁ, V. 1970: Mikrobiostratigrafické zpracování karpatu ve vrtbě Rusava 1. Geofond, Praha, (P 23203).
MOLČÍKOVÁ, V. 1974: Nannoplankton of the Karpatian and of variegated neogene beds in the Carpathian foredeep. Věst. Ústř. Úst. geol., 49, Praha, 83—88.
MOLČÍKOVÁ, V. 1974: Nannoplankton ze sedimentů karpatu. Geofond, Praha.
MOLČÍKOVÁ, V. 1975: Mikrobiostratigrafické zpracování miocénu z vrtu Hrachovec NP 518. Geofond, Praha.
MOLČÍKOVÁ, V. 1975: Calcareous nannoplankton from Badenian of the Carpathian foredeep (Dražovice-2 borehole). Sbor. geol. Věd, Ř. P., 17, 125—142, Praha.
PERCH-NIELSEN, K. 1971: Dursicht tertiärer Coccolithen. Proc. 2 Plank. Conf., Roma, 939—979.
PERCH-NIELSEN, K. 1971: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Coccolithen und verwandten Formen aus dem Eozän von Dänmark. Biol. Skr. 18, 3, København, 1—76.
SANFILIPPO, A. — BURCKLE, L. H. — MARTINI, E. — RIEDEL, W. R. 1973: Radiolarians, diatoms, silicoflagellates and calcareous nannofossils in the Mediterranean Neogene. Micropaleontology, 19, 2, New York, 209—234.
STRADNER, H. 1961: Vorkommen von Nannofossilien in Mesozoikum und Alttertiär. Erdöl, 77, 3, Wien—Hamburg.

Věra Molčíková

## Karpatian Nannoplankton in Carpathian Foredeep in Moravia

Summary of the Czech text

Karpatian sediments so far examined from the Carpathian Foredeep in Moravia are very poor in autochthonous calcareous nannoplankton. A comparison of results from individual localities and drill holes shows that Karpatian sediments in the southwestern part of the Carpathian Foredeep are richer. This concerns particularly the surroundings of Šatov, and/or the drill hole Vlasatice HV-108 at the southwest of Pohořelice. In other drill holes around Pohořelice, i. e. Nová Ves HV-105, Branišovice HV-104 and farther at the north in Malešovice HV-102, northeastward of Brno in the drill holes Nítkovice 2 and 3, Rusava 1 and Hrachovec NP-518 the nannoplankton is markedly impoverished and corroded, and disintegrated in most part.

Such poor calcareous nannoplankton in the central part of the Carpathian Foredeep was already recorded by Martini (in Cicha — Hagn — Martini 1971). In the samples from the Karpatian in the drill holes Lubná 6 and Rataje 1 Martini recorded — besides plentiful resedimented species from the Upper Cretaceous and the Early Tertiary — only the common species *Coccolithus* cf. *pelagicus* (Wallich) Schiller, *Helicosphaera* carteri (Wallich) Kamptner and *Discolithina multipora* (Kamptner).

Foraminiferal zones 4 and 5 (sensu Cicha — Seneš for CNP 1973) i. e. the regional stage Karpatian, are parallelizable with the top part of the zone NN 4 — the Zone *Helicosphaera ampliaperta* — and with the lower part of the zone NN 5 — the Zone *Sphenolithus heteromorphus* (Martini — Müller 1975).

Although the index species in the Karpatian calcareous nannoplankton in the Carpathian Foredeep in Moravia are missing, there are still some differences in both stages. While the autochthonous nannoplank-

ton found in the Karpatian passes into younger sediments and no species are restricted to the Karpatian, in the Badenian such species appear which are absent in the Karpatian. Such are for example:
*Discoaster variabilis* Martini — Bramlette
*Helicopontosphaera wallichi* (Lohmann) Boudreau-Hay
*Rhabdosphaera clavigera* Murray — Blackman
*Sphenolithus abies* Deflandre

Besides that there are many species known from earlier stages — from the Eocene and Oligocene. They were not found in the Karpatian — they appear in the Badenian again.
They are:
*Coccolithus* cf. *parvulus* (Deflandre — Fert) Stradner
*Coronocyclus nitescens* (Kamptner) Bramlette — Wilcoxon
*Discoaster adamanteus* Bramlette — Wilcoxon
*Holodiscolithus solidus* Deflandre
*Micrantholithus vesper* Deflandre
*Pontosphaera confosa* (Hay — Mohler — Wade)
*Sphenolithus radians* Deflandre

Inside the zone NN 5 *Sphenolithus heteromorphus* they facilitate distinguishing both the Karpatian and the Badenian stages in the Neogene basins of the Paratethys in Czechoslovakia. The stages are distinguished on the basis of calcareous nannoplankton.

Zonation of the Karpatian applicable on the basis of foraminifers (Molčíková 1964; Cicha — Zapletalová 1974) cannot be applied on the basis of calcareous nannoplankton. Amounts of certain species of coccoliths and discoasters are completely independent from the composition of foraminiferal assemblages.

The problem of calcareous nannoplankton in variegated beds occupying a particullar position between the Karpatian and the Badenian whose stratigraphical range is the object of contradictory opinions both of geologists and paleontologists will be solved separately after more material will be collected.

Text-Figures:
Fig. 1 Schematic map of localities and drill holes under study

Fig. 2 Occurrence of calcareous nannoplankton in the Karpatian of the Carpathian Foredeep
x — autochthonous species;
o — allochthonous species
Translation: E. Jassingerová

## Explanations of plates XXXV—XLII:

Plate XXXV
Fig. 1 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, Šatov 538, photograph SEM Nr. 199, magn. 8000 ×, proximal view

Fig. 2 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, drill hole Šatov 1, depth 27,00—30,00 m, photograph TEM Nr. 2/9, magn. 6000 ×, distal view

Fig. 3 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, drill hole Šatov 1, depth 27,00—30,00 m, photograph TEM Nr. 3/11, magn. 6000 ×, proximal view

Plate XXXVI
Fig. 1 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, drill hole Vlasatice HV-108, depth 115,50 m, photograph TEM Nr. 3/33, magn. 10260 ×, coccosphere

Fig. 2 *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, drill hole Branišovice HV-104, depth 2,50—5,00 m photograph TEM Nr. 3/14, magn. 5800 ×, coccosphere

Fig. 3 *Coccolithus pelagicus*(Wallich) Schiller, drill hole Hrachovec NP-518, depth 2338,60 m, photograph SEM Nr. 100317, magn. 5900 ×, distal view

Plate XXXVII

Fig. 1 *Coccolithus sarsiae* Black, Šatov 534, photograph SEM Nr. 208, magn. 5000 ×, distal view

Fig. 2 *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, drill hole Vlasatice HV-108, depth 115,50 m, photograph TEM Nr. 3/32, magn. 6000 ×, proximal view

Fig. 3 *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, drill hole Vlasatice HV-108, depth 115,50 m, photograph TEM Nr. 3/31, magn. 6000 ×, distal view

Fig. 4 *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, drill hole Vlasatice HV-108, depth 171,00 m, photograph TEM Nr. 3/40, magn. 6000 x, proximal view

Plate XXXVIII

Fig. 1 *Cyclococcolithus* sp. Kamptner, drill hole Hrachovec NP-518, depth 2700,00—2701,00 m, photograph SEM Nr. 100329, magn. 9130 ×, distal view

Fig. 2 *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse) Gaarder Šatov 538, photograph TEM Nr. 3/6, magn. 6000 ×, distal view

Fig. 3 *Discoaster formosus* Martini — Worsley, Šatov 538, photograph SEM Nr. 210, magn. 3400 ×

Fig. 4 *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini — Ritzkowski drill hole Hrachovec NP-518, depth 2220,00—2221,00 m, photograph SEM Nr. 100311, magn. 5130 ×, proximal view

Plate XXXIX

Fig. 1 *Discoaster saipanensis* Bramlette — Riedel, Šatov 538, photograph SEM Nr. 209, magn. 7000 ×

Fig. 2 *Discoaster* cf. *druggi* Bramlette — Wilcoxon, Šatov 538, photograph SEM Nr. 203, magn. 8000 ×

Plate XL

Fig. 1 *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, Šatov 538, photograph TEM Nr. 3/5, magn. 6000 ×, proximal view

Fig. 2 *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, drill hole Šatov 1, depth 27,00—30,00 m, photograph TEM Nr. 3/12, magn. 6000 ×, distal view

Fig. 3 *Pontosphaera variabilis* Halldal — Markali, drill hole Vlasatice HV-108, depth 43,50 m, photograph TEM Nr. 3/22, magn. 6000 ×, distal view

Fig. 4 *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre — Fert) Martini, Šatov 538, photograph TEM Nr. 3/3, magn. 15000 ×, proximal view

Plate XLI

Fig. 1 *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler, Šatov 534, photograph SEM Nr. 3012, magn. 6000 ×, proximal view

Fig. 2 *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler, Šatov 538, photograph TEM Nr. 3/4, magn. 5640 ×, proximal view

Fig. 3 *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, drill hole Vlasatice HV-108, depth 171,00 m, photograph TEM Nr. 3/39, magn. 8000 ×, distal view

Fig. 4 *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, drill hole Nová Ves HV-105, depth 459,50 m, photograph SEM Nr. 92130, magn. 5500 ×, distal view

Plate XLII

Fig. 1 *Reticulofenestra* sp. 1, drill hole Malešovice HV-102, depth 28,00—56,00 m, photograph TEM Nr. 3/47, magn. 8700 ×, proximal view

Fig. 2 *Syracosphaera pulchra* Lohmann, drill hole Vlasatice HV-108, depth 65,00 m photograph TEM Nr. 3/27, magn. 15300 ×, distal view

Fig. 3 *Thoracosphaera imperforata* Kamptner, drill hole Rusava 1, depth 1640,00—1645,00 m photograph SEM Nr. 7471, magn. 1000 ×.

Vysvětlivky k tabulkám XXXV—XLII:

Tabulka XXV

1 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, Šatov 538, snímek SEM č. 199, zv. 8000 ×, proximální pohled
2 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, vrt Šatov 1, hl. 27,00—30,00 m, snímek TEM č. 3/9, zv. 6000 ×, distální pohled
3 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, vrt Šatov 1, hl. 27,00—30,00 m, snímek TEM č. 3/11, zv. 6000 ×, proximální pohled

Tabulka XXXVI

1 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, vrt Vlasatice HV 108, hl. 115,50 m, snímek TEM č. 3/33, zv. 10260 ×, kokosféra
2 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, vrt Branišovice HV 104, hl. 2,50—5,00 m, snímek TEM č. 3/14, zv. 5800 ×, kokosféra
3 — *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, vrt Hrachovec NP 518, hl. 2338,60 m, snímek SEM č. 100317, zv. 5900 ×, distální pohled

Tabulka XXXVII

1 — *Coccolithus sarsiae* Black, Šatov 534, snímek SEM č. 208, zv. 5000 ×, distální pohled
2 — *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, vrt Vlasatice HV 108, hl. 115,50 m, snímek TEM č. 3/32, zv. 6000 ×, proximální pohled

3 — *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, vrt Vlasatice HV 108, hl. 115,50 m, snímek TEM č. 3/31, zv. 6000 ×, distální pohled
4 — *Cruciplacolithus tenuiforatus* Clocchiatti — Jerkovič, vrt Vlasatice HV 108, hl. 171,00 m, snímek TEM č. 3/40, zvětšení 6000 ×, proximální pohled

Tabulka XXXVIII
1 — *Cyclococcolithus* sp. vrt Hrachovec NP 518, hl. 2700,00—2701,00 m, snímek SEM č. 100329, zv. 9130 ×, distální pohled
2 — *Umbilicosphaera sibogae* (Weber-van Bosse) Gaarder Šatov 538, snímek TEM č. 3/6, zv. 6000 ×, distální pohled
3 — *Discoaster formosus* Martini — Worsley, Šatov 538, snímek SEM č. 210, zv. 3400 ×
4 — *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini — Ritzkowski, vrt Hrachovec NP 518, hl. 2220,00—2221,00 m, snímek SEM č. 100311, zv. 5130 ×, proximální pohled

Tabulka XXXIX
1 — *Discoaster saipanensis* Bramlette — Riedel Šatov 538, snímek SEM č. 209, zv. 7000 ×
2 — *Discoaster cf. druggi* Bramlette — Wilcoxon, Šatov 538, snímek SEM č. 203, zv. 8000 ×

Tabulka XL
1 — *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth Šatov 538, snímek TEM č. 3/5, zv. 6000 ×, proximální pohled
2 — *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Roth, vrt Šatov 1, hl. 27,00—30,00 m, snímek TEM č. 3/12, zv. 6000 ×, distální pohled
3 — *Pontosphaera variabilis* Halldal — Markali, vrt Vlasatice HV 108, hl. 43,50 m, snímek TEM č. 3/22, zv. 6000 ×, distální pohled
4 — *Dictyococcites dictyodus* (Deflandre — Fert) Martini, Šatov 538, snímek TEM č. 3/3, zv. 15000 ×, proximální pohled

Tabulka XLI
1 — *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler, Šatov 534, snímek SEM č. 3012, zv. 6000 x, proximální pohled
2 — *Helicopontosphaera kamptneri* Hay — Mohler, Šatov 538, snímek TEM č. 3/4, zv. 5640 ×, proximální pohled
3 — *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, vrt Vlasatice HV 108, hl. 171 m, snímek TEM č. 3/39, zv. 8000 ×, distální pohled
4 — *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner, vrt Nová Ves HV 105, hl. 459,50 m, snímek SEM č. 92130, zv. 5500 ×, distální pohled

Tabulka XLII
1 — *Reticulofenestra sp. 1*, vrt Malešovice HV 102, hl. 28,00—56,00 m, snímek TEM č. 3/47, zv. 8700 ×, proximální pohled
2 — *Syracosphaera pulchra* Lohmann, vrt Vlasatice HV 108, hl. 65,00 m, snímek TEM č. 3/27, zv. 15300 ×, distální pohled
3 — *Thoracosphaera imperforata* Kamptner, vrt Rusava 1, hl. 1640,00—1645,00 m, snímek SEM č. 7471, zv. 10000 ×

Geologické práce, Správy 70 • str. 159—175 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Miroslav Plička

# Ichnofosilie *Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875 ze svrchní křídy (godulské vrstvy) v jádrech vrtu Staré Hamry — 1A (Moravskoslezské Beskydy, Československo)

6 obr. v textu, anglické resumé

Abstrakt. Předložená práce přináší poznatky o trubicovitých stopách v jílovcích, pískovcích a siltovcích svrchnokřídového stáří (godulské vrstvy slezského příkrovu) ve flyši Západních Karpat v Československu. Studium bylo provedeno na jádrech vrtu Staré Hamry-1A. Stopy odpovídají ichnofosilii *Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875 a vznikly činností mořských kroužkovitých červů. Kromě paleontologických poznátků byly získány i některé poznatky sedimentologické.

## Úvod

V poslední době se stává studium ichnofosilií jednou z velmi význačných disciplin v oboru paleontologie. Zvlášť důležité je tam, kde sedimenty jsou na výskyt makrofosilií chudé, jak je tomu např. v karpatském flyši. Studium ichnofosilií ve flyšových sedimentech dokresluje obraz a informuje nás o životě a způsobu života větších organizmů, žijících v tehdejším moři a o sedimentačním prostředí vůbec. Kromě toho je možno na základě jejich studia získat do značné míry i poznatky o způsobu sedimentace, rychlosti sedimentačního procesu a podobně. Aby naše závěry a poznatky, získané studiem ichnofosilií byly co nejúplnější, je třeba vycházet z poznatků, získaných studiem recentních organizmů, blízkých nebo velmi příbuzných těm, jejichž stopy studujeme. Zároveň je třeba vycházet i ze sedimentologických poznatků současných z oblastí, které svým charakterem přibližně odpovídají tehdejší pánvi flyšového moře.

V současné době se studiem mořských sedimentů a organizmů, žijících na mořském dně zabývá větší počet výzkumných ústavů, z nichž přední místo zaujímá Skidaway Institute of Oceanography, Savannah, Georgia, (U. S. A.), soustřeďující kromě recentních výzkumů i poznatky o ichnofosiliích z celého světa („Ichnology Newsletter"). K význačným pracovníkům, zúčastněným na výzkumech tohoto ústavu patří Ch. T. Siemers, J. D. Howard, R. W. Frey a W. A. Pryor.

K předním pracovníkům, zabývajícím se v poslední době studiem fosilních stop patří bezesporu W. Häntzschel, který shrnul a utřídil dosavadní poznatky

RNDr. Miroslav Plička, CSc., Ústřední ústav geologický, pobočka, Leitnerova 22, Brno.

o fosilních stopách (W. Häntzschel, 1962, 1966). Na jeho studie navazují další pracovníci, především A. Seilacher, který přináší mnoho nových prvků a námětů pro studium fosilních stop (A. Seilacher 1955, 1958, 1963, 1964, 1966, 1967). A. Seilacher je vlastně zakladatelem nové školy v tomto oboru, protože jeho metody jsou přejímány dalšími pracovníky a dále ještě rozpracovávány a prohlubovány (např. C. K. Chamberlain 1971, R. W. Frey 1971, K. Tanaka 1971 a mnoho dalších). V současné době se věnuje fosilním stopám veliký počet pracovníků na celém světě. K předním pracovníkům v tomto oboru patří např. A. H. Müller (1962, 1967, 1971), M. Książkiewicz (1960, 1961, 1970) a další.

Ze stop, vyskytujících se v sedimentech karpatského flyše patří k nejrozšířenějším chodby trubicovitého tvaru o průměru od několika milimetrů do 1 cm, vyskytující se v pískovcích, siltovcích, vápencích a jílovcích. Stopy tvarem a svou povahou nejvíce odpovídají rodu *Planolites* Nicholson 1873 s druhem *P. vulgaris* Nicholson and Hinde 1875. Velmi zajímavé poznatky o jejich povaze, průběhu a vývoji přinesl opěrný vrt Staré Hamry-1A, hloubený v roce 1965—1966 Geologickým průzkumem Ostrava pro Ústřední ústav geologický v Praze. Vrt dosáhl hloubky 2 705,10 m. (Vrt Staré Hamry-1 vyhloubily v roce 1954—1956 Čsl. naftové doly v Hodoníně jen do hloubky 1 242 m). V intervalu hloubek 1 242,00—2 705,10 m byl vrt plynule jádrován, takže byl získán v prostoru opěrného vrtu ucelený obraz o litologickém vývoji godulských vrstev godulského příkrovu.

Chodby po červech rodu *Planolites* Nicholson 1873 byly sledovány v jádrech v intervalu hloubek 1688,80—2117,20 m. Dle Z. Rotha, geologicky vrtbu zpracovávajícího (Z. Roth 1969) jsou v uvedeném úseku vrtby do hloubky 1762,61 m svrchní godulské vrstvy, do hloubky 1894,40 m střední vrstvy godulské a zbývající část vrtu až do jeho konečné hloubky náleží spodním godulským vrstvám (vesměs svrchní křída).

**Interpretace**

Trubičkovité chodby, vyskytující se v křídových sedimentech zastižených vrtem Staré Hamry-1A a představující fosilní stopy rodu *Planolites* Nicholson 1873, byly zřejmě způsobeny mořskými kroužkovitými červy (*Annelida, Polychaeta*), pronikajícími sedimenty na mořském dně. Naznačují to jednak otisky segmentů, které se místy uchovaly, jednak tvar chodeb, jejich stabilní průběh a značná délka. Chodby této povahy jsem sledoval již dříve v sedimentech karpatského flyše (M. Plička 1962, 1968, 1969). Způsobem hloubení, tvarem, vzhledem vnitřního povrchu chodby, průběhem chodeb, jejich hromaděním např. při vrstevních spárách se jeví nápadná shoda s recentními kroužkovitými suchozemskými červy jako je např. *Lumbricus terrestris*. Studoval jsem chodby těchto recentních červů v navětralých paleogénních sedimentech vnější skupiny flyšové (krosněnské vrstvy), odkrytých výkopy u Valašského Meziříčí a srovnával je s chodbami fosilními rodu

*Planolites* v eocénních pískovcích spodních zlínských vrstev račanské jednotky j. od Valašského Meziříčí a v paleogénních pískovcích u přehrady na Bystřičce. Mezi recentními a fosilními stopami nebylo žádného rozdílu. Červi recentní rodu *Lumbricus terrestris* pronikali paleogénními sedimenty v pískovcích, v místech, kde hornina kladla při pronikání menší odpor, to je při puklinových plochách v hornině a vrstevních spárách. Rovněž u fosilních chodeb pozorujeme, že živočich pronikal napříč horninou (pískovec, jílovec) a to kolmo nebo šikmo k vrstevnatosti. Při dosažení horninového rozhraní však často uhýbá do směru souhlasného s vrstevnatostí.

Jak ukazují nálezy těchto chodeb na povrchových odkryvech v karpatském flyši na území Československa, živočichové pronikali horninami na značné vzdálenosti (i přes 1 m). Rovněž studium recentních kroužkovitých červů prokázalo, jak je známo ze zoologické literatury, že např. *žížala* proniká ve spraši do hloubky až 20 m.

Jak se prozatím jeví na základě studia těchto trubicovitých chodeb v karpatském flyši a na základě poznatků z literatury i z jiných oblastí ve světě, chodby a stopy této povahy vůbec pocházejí převážné od *mořských červů* (W. Häntzchel 1962). Týká se to jak stop rodu *Planolites* Nicholson 1873, tak také stop *Granularia* Pomel 1849, *Keckia* Glocker 1841 a v poslední době i uváděných stop např. v křídových sedimentech v Japonsku jako *Tosoloboris hanzawai* Katto (K. Tanaka — Y. Teraoka 1973) a z miocénu na Filipínách jako *Aylaites zambalensiana* Noda and Miranda. Uvedené stopy červů jeví navzájem mezi sebou jakési odchylky, je však těžko říct čistě na základě vzhledu stopy, zda se jedná o červy různých rodů, čeledí a pod. nebo zda toto členění na různé rody není příliš umělé, zvláště proto, že jeden a týž červ může v sedimentu zanechat poměrně rozdílnou stopu (chodba po průlezu červa, část chodby a místo, kde zahynul (otisk tělních článků), stopy a chodby po jedincích v různém růstovém stadiu (malí, velcí jedinci), a pod.). (M. Pličká 1969). Jistě stojí za povšimnutí i ta okolnost, že např. v sedimentech karpatského flyše nebo v křídových a paleogénních sedimentech v Italii i jinde se objevují tyto trubicovité chodby často v těsné blízkosti s otisky spirálovitými rodu *Zoophycos* Massalongo 1855. V případě, že by se jednalo o chodby po thorakální a abdominální části *sabelidních* červů, případně i o jejich otisky, bylo by možné uvažovat v některých případech i o chodbách, majících vztah k rodu *Zoophycos* Massalongo 1855 (M. Pličká 1962, 1968, 1969). Rovněž ve vrtu Staré Hamry-1A byl zjištěn v blízkosti trubicovitých chodeb rodu *Planolites* Nicholson 1873 plošný otisk rodu *Zoophycos* Massalongo 1855.

**Ekologie a paleoekologie**

Mořští červi, kteří zanechali chodby ve svrchnokřídových sedimentech godulského příkrovu u Starých Hamrů žili ve větším počtu na mořském dnu. Systematicky z hlediska zoologického náleží červům kmene *Annelida*, třídy *Polychaeta*. Další

jejich členění vzhledem k nejasnosti jejich další příslušnosti nelze prozatím uvést. V případě, že by se jednalo o jejich vztah k fosilnímu rodu *Zoophycos* Massalongo 1855, bylo by možné jejich další řazení k řádu *Sedentaria* a čeledi *Sabellidae* se všemi důsledky, vyplývajícími z jejich vztahu, t. zn. houfné výskyty na mořském dně v poměrně mělkém moři (M. Pličk a 1968). Tato interpretace by však ještě vyžádala dalšího studia a to recentích sabelidních červů rodu *Spirographis* Viviani, *Bispira* Kröyer a *Sabella* Linné (P. Fauvel 1927) a jejich reakce po zbavení se trubiček v nichž žijí. Je totiž z literatury známo, že někteří přisedlí sabelidní červi, když pozbyli trubičku, se zavrtávyjí do písku, než si vytvoří trubičku novou (P. Fauvel, 1927, str. 255).

Podobné chodby po červech nacházíme v karpatském flyši i v křídových a paleogénních vrstvách jednotky ždánicko-podslezské vnější skupiny flyšové. V godulském příkrovu slezské jednotky jsou kromě godulských vrstev rozšířené hlavně ve vrstvách istebňanských, kde se v pískovcích místy vyskytují houfně. Chodby prostupují i mocnější pískovcové lavice v délce až přes 1 m. Podobně J. Hanisch (1972) uvádí z flyše s. Španělska (eocén) chodby po červech (*Granularia*), které mají značnou délku. Zjistil, že červi žili v sedimentu na mořském dně dosti hluboko a mohli se přemísťovat jak horizontálně tak také vertikálně. Rovněž v magurské skupině flyšové ve vrstvách račanské jednotky (paleogén) se tyto chodby místy vyskytují houfně. Je to především ve vrstvách v místě, kde se objevují otisky *Zoophycos circinnatus* (Brongniart) (M. Pličk a 1973). Větší nahromadění chodeb po červech je v magurském flyši vázáno na spodní část zlínského souvrství račanské jednotky a to v prostoru Valašské Meziříčí — Lidečko — Luhačovice (M. Pličk a 1970, 1975). Jejich výskyty jsou úzce spjaty s pískovcovým vývojem spodních zlínských vrstev, tak zv. pískovců luhačovického typu. Jak ukázaly petrografické studie I. Žůrkové (1969) pískovce luhačovického typu představují dobře promývané plážové písky. Kromě povrchových odkryvů zjistil jsem trubicovité chodby po červech i v jádrech hlubinného opěrného vrtu Vizovice-1 v hl. 2644,50 m (jádro č. 22) a Lidečko-1 v hl. 105,00 — 109,00 m, 345,75 — 350,00 m, 1328,00 — 1329,50 m; 1825,00 — 1829,00 m, 2254,00 — 2257,00 m, 2650,00 — 2653,00 m (jádro č. 2a, 14, 42, 64, 83 a 93). V obou vrtech jsou výskyty vázány na spodní zlínské vrstvy. Ve vrtu Lidečko-1 kromě toho i na vrstvy soláňského souvrství, jak vyplývá z geologie vrtu Lidečko-1 (V. Pesl a kol. 1971).

**Systematický popis**

Ichnogenus *Planolites* Nicholson 1873

Popis: Chodby prostupující sediment v šíři až 1 cm v různém směru a různě orientované. Mají nepravidelný průběh v siltovcích, jílovcích a pískovcích (W. Hätzschel 1962).

Rozšíření: Prekamrium — terciér.

*Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875

Popis: Chodby trubicovitého tvaru, vyskytující se v sedimentech v šíři od 2 mm — 1 cm, nejčastěje v šíři 7—9 mm. Prostupují pískovce, siltovce a jílovce v různém směru a sklonu. Někdy se hromadí jako *konvexní hyporelief* na spodní vrstevní ploše pískovců, siltovců a vápenců nebo jejich průběh v hornině sleduje do jisté míry vrstevnatost. Při střídajících se vrstvách pískovců, případně siltovců a jílovců, přecházejí z jedné vrstvy do druhé (*endichnium, exichnium*), takže jejich výplň např. v pískovci je s jílovitou příměsí z okolní horniny, v jílovci naopak s příměsí písčitou. Povrch chodeb bývá hladký, někdy však je, aspoň místy, znatelné příčné členění (segmentace). Délka chodeb ve vrtu Staré Hamry-1A přesahuje šíři vrtného jádra. Jak jsem zjistil na povrchových odkryvech v sedimentech karpatského flyše na území ČSSR, délka trubicovitých chodeb přesahuje někdy až 1 m.

Poznámky a vztahy: se stopami podobného charakteru se setkáváme v sedimentech na celém světě od prekambria až po recent, jak vyplývá ze studia literatury a vlastního studia.

K nejstarším pracem, v nichž jsou popisovány chodby trubicovitého tvaru vyplňující sediment patří například práce E. F. Glockera (1841), který tyto tvary studoval ve flyšových sedimentech na území nynějšího Československa u Kroměříže na Moravě. Popisuje a uvádí do literatury nový rod *Keckia* Glocker 1841 s druhem *K. annulata*. V roce 1849 je uváděn do literatury pro trubicovité chodby, vyplňující sedimenty a mající průměr až 1 cm rodový název *Granularia* Pomel 1849. Později je stopa druhově určena jako *G. lumbricoides* (Heer). Trubice mohou být i rozvětvené (W. Häntzschel 1962).

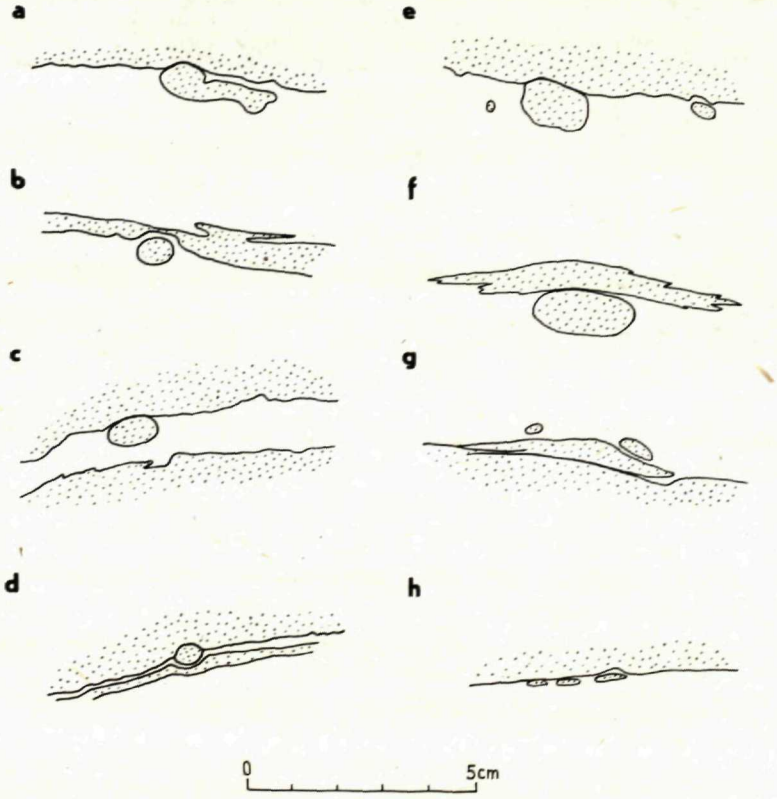
Asi o 30 let později je uváděn pro trubicovité chodby v sedimentech, široké až 1 cm a prostupující horniny v různém směru, různě orientované s nepravidelným průběhem rodový název *Planolites* Nicholson and Hinde 1875 (W. Häntzschel 1962). V roce 1883 je do literatury uváděn další rod pro stopy po anelidních červech — *Gyrichnites* Whiteaves 1883 s druhem *G. gaspensis*. U těchto stop rovněž trubicovité povahy vyniká příčné lamelování (segmentace) jako u anelidních červů (viz W. Häntzschel 1962, p. W. 199, Fig. 124(4).

Trubicovité chodby tohoto charakteru jsou popisovány až do dnešní doby ze sedimentů z různých oblastí ve světě od prekambia až po terciér. Někdy jsou nazývány některým z uvedených rodových, případně i druhových názvů, většinou se však mluví v literatuře o trubicovitých chodbách v hornině, které vznikly pravděpodobně jako stopy po mořských červech. Na stěně chodeb po vyjmutí válečku jsou často nepravidelně rozmístěné drobné prohlubeninky jak jsem zjistil např. v křídových a paleogénních sedimentech karpatského flyše na území Československa a jak je patrné i na některých fotografiích, uváděných autory v literatuře (např. W. Häntzschel 1934, fig. 4).

Trubicovité chodby v hornině byly v poslední době studovány např. v SSSR v karbonu u Donbasu (N. N. Jakovlev 1948), v křídě v Německu (NDR) (W.

Häntzschel 1934), v ordoviku v SSSR v centrálním Kazachstanu (S. M. Bandalemov 1953), v permu u Balatonu v Maďarsku (E. Dudich — A. Halász 1967) a konečně nejnověji ve flyšových sedimentech (terciér) v severním Španělsku (J. Hanisch 1972) a z prekambria v Kalifornii, kde je podrobně popisován a systematicky členěn rod *Planolites* Nicholson 1873 (Aleprt S. P., 1975). Výskyty těchto stop byly sledovány i na území naší republiky, především v prostoru karpatského flyše (např. M. Plička 1962, 1965, 1968, 1969; M. Eliáš 1967). Rovněž nové nálezy otisků mořských červů v Japonsku ve svrchní křídě (K. Tanaka — Y. Teraoka 1973 a v miocénu (H. Noda — F. E. Miranda 1974) jsou velmi blízké způsobem segmentace otisků nálezům z karpatského flyše a jiných oblastí ve světě.

Trubicovité chodby se v hornině vyskytují často tak houfně, že mohou být vůdčí ichnofosilií pro určitý vrstevní komplex, jak ukazují dosavadní výsledky studia např.




Obr. 1 chodby po mořských anelidních červech v godulských vrstvách v jádrech vrtu Staré Hamry — 1A při styku pískovce s jílovcem (detail). a, b — hl. 1688,80 m; c — hl. 1735,20—1735,25 m; d — hl. 1735,45—1935,50 m; e — hl. 1900,40—1900,50 m; f, g — hl. 1941,50—1941,60 m; h — hl. 1977,05—1977,15 m. Vysvětlivky: pískovec je vyjádřen tečkami, jílovec je bez označení.

vrstev račanské jednotky magurské skupiny flyšové. Tak je tomu u spodních zlínských vrstev zlínského souvrství (střední eocén) (M. Plička 1970, 1975). Rovněž v literatuře se setkáváme s názvy hornin, svědčícími o hojných výskytech trubicovitých chodeb v hornině (např. „červavé" vápence — N. N. Jakovlev (1948) a pod.).

Chodby této povahy jsem zjistil i v pískovcích křídových vrstev, náležejících již České křídě Českého masívu. Rovněž W. Häntzschel (1934) uvádí z křídových pískovců v Polabí v Německu chodby o průměru cca 8 mm červovitého tvaru. Na fotografiích v jeho práci je dobře patrná segmentace (otisk tělních článků červa). Chodby vyobrazené na fotografiích (obr. 1, 2 a 4) jsou stočené a připomínají chování recentních červů např. nítěnek (*Tubifex*), t. zn. stáčení těla v husté spirále.

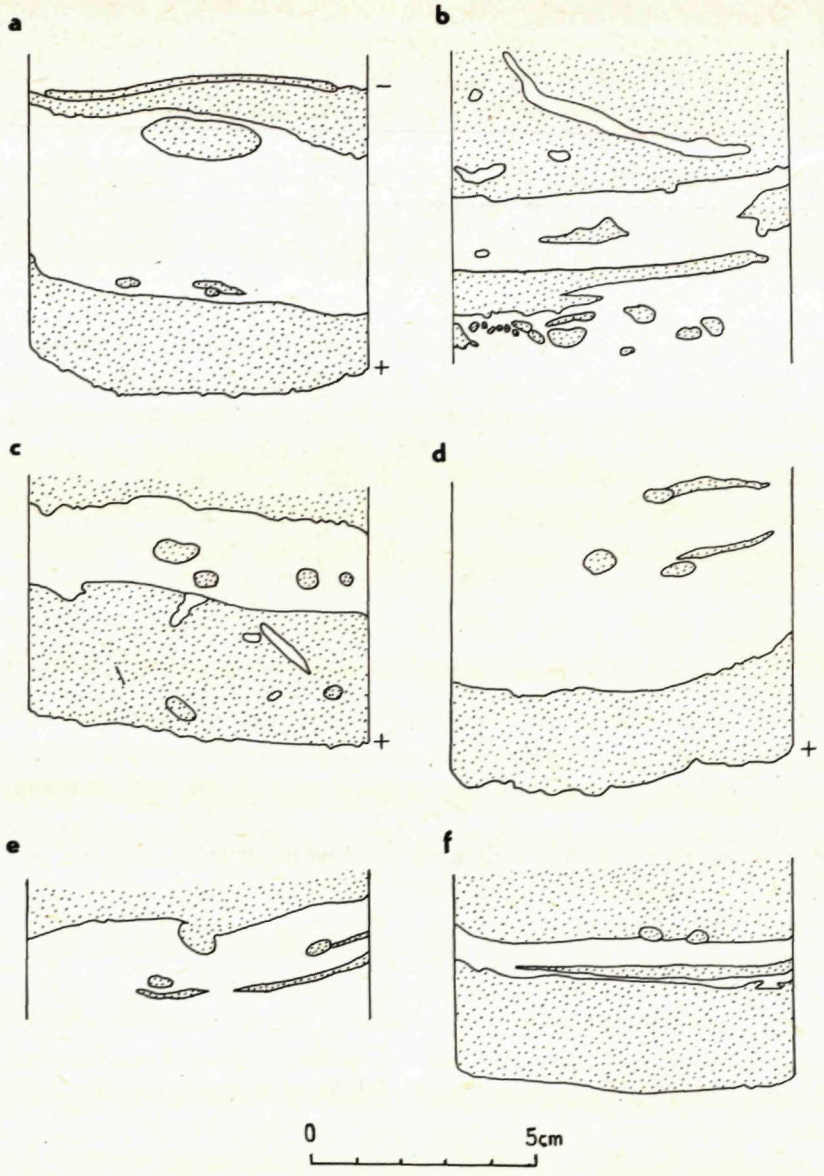
Chodbu válečkovitého tvaru *(Planolites sp.)* jsem zjistil i v úlomku karbonského pískovce ve štěrcích jv. od Hranic na Moravě u Horních Těšic (pliocén)?), zbytky sálského zalednění (?)). Chodba měla průměr 8 mm a byla v jemnozrnném pískovci spolu s otiskem přesličky *(Calamites)* dokládající prostředí vysloveně mělkovodní. Jinak jsou chodby této povahy známé z literatury ze sedimentů různého stáří z různých oblastí ve světě.

**Sedimentologické poznatky**

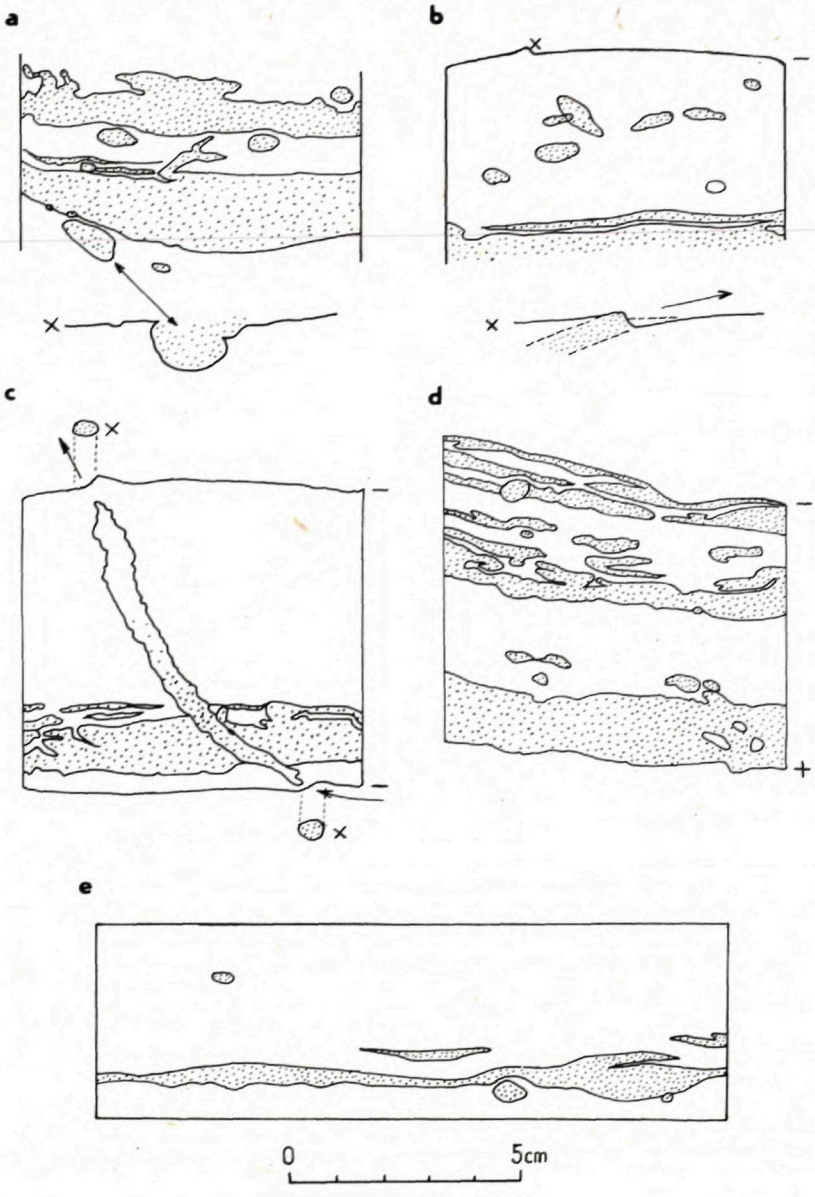
1. Červ, který se pohyboval v horizontální rovině v jílovitém povrchu mořského dna postupoval tak, že pronikal horninou jednak těsně pod povrchem (ochrana, úkryt) a svým pohybem nadzvedával slabou povrchovou jílovitou vrstvičku nebo vystoupil na povrch a pohyboval se po jílovitém povrchu mořského dna. V prvém případě je v příčném řezu nad chodbou červa slabá jílovitá vrstvička, povrch jílovitého sedimentu je v místě chodby mírně vyklenut (obrázky v textu 1a, 1b, 1c, 1d). V některých případech je patrné mírné vyklenutí tmavších jílovitých smouh v nadložním pískovci.

Jílovitý sediment na mořském dně jak naznačují předchozí pozorování, byl již částečně zpevněný, bez kalové povrchové vrstvičky. Hranice jílovec — pískovec je ostrá. Při pozdější sedimentaci pískovce se kopírovalo mírné vyklenutí mořského dna, způsobené červem, jak prozrazují jílovité proplástky a smouhy v nadložním pískovci.

2. V jádře z hloubky 1990,55—1990,65 m (obr. 3a v textu) je patrné již poměrně značné zpevnění jílovitého povrchu mořského dna. Červ, který se původně pohyboval v jílu těsně pod povrchem mořského dna (v hloubce asi 4 mm) v úseku několika cm vylezl na povrch a pohyboval se po něm. V prvém případě zanechal za sebou v jílu chodbu v příčném řezu poněkud sploštělou, v druhém případě podélnou prohlubeninku. Tento vzorek jádra je zvláště významný proto, že dokládá, že i povrchová část jílovitého mořského dna byla natolik zpevněná, že sa zachoval v něm trubicovitý otvor po červu a přitom nedošlo k destrukci slabého stropu chodby v místě, kde červ

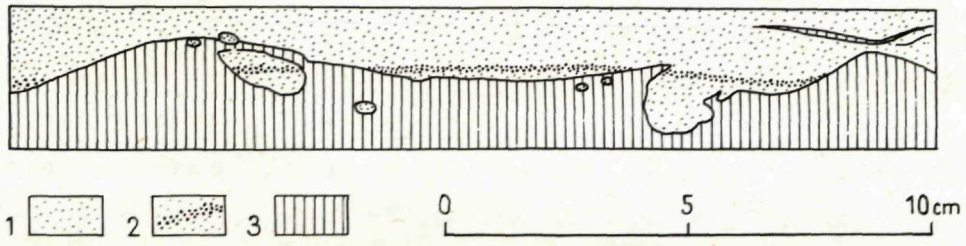



Obr. 2 Chodby po mořských anelidních červech v godulských vrstvách v jádrech vrtu Staré Hamry — 1A. a — hl. 1941,50—1941,60 m; b — hl. 1942,00—1942,10 m; c — hl. 1942,60—1942,70 m; d — hl. 1953,50—1953,60 m; e — 1976,75—1976,85 m; f — hl. 1977,05—1977,15 m. Vysvětlivky: + hieroglyfy, − vrstevní spára. Pískovec je vyjádřen tečkami, jílovec je bez označení.




Obr. 3 Chodby po mořských anelidních červech v godulských vrstvách v jádrech vrtu Staré Hamry — 1A. a — hl. 1990,55—1990,65 m; b — 2014,40—2014,45 m; c — 2073,00—2073,10 m; d — hl. 2117,20—2117,30 m; e — hl. 2116,30—2116,35 m.

vylezl na povrch. Dokladem toho, že chodba v jílu se zachovala otevřená bez výplně (byla vyplněna jen vodou) je asi 2—3 mm silná vrstvička poněkud hrubšího písku, která probíhá v nadložním pískovci v horizontále jednak těsně nad hranici jílovec — pískovec, jednak pokračuje i v chodbě po červu, ktorou tento opustil (obr. 4 v textu).




Obr. 4 Podpovrchová a povrchová chodba v jílu bývalého mořského dna. Povrchová vrstva jílu byla deformována před sedimentací písku. Hrubší vrstvička v písku dokládá, že chodba po červu (vlevo) zůstala dočasně otevřená. (Rozvinutý povrch vrtného jádra z hloubky 1990,55—1990,65 m, vrt Staré Hamry — 1A). Vysvětlivky: 1 — pískovec, 2 — vrstvička hrubšího pískovce, 3 — jílovec.

3. V době, kdy povrchovou vrstvu mořského dna tvořil jíl, poměrně již natolik zpevněný, že se uchovala v něm těsně pod povrchem chodba po červu bez výplně, došlo před dalším sedimentováním (písku) k deformaci povrchu mořského dna, jak je patrné na obr. 2e v textu. Rozdíl roviny povrchu dna je asi 3—4 mm. Podobně je tomu i u povrchové části jílovce v jádře v hl. 1990,55—1990,65 m.

Toto porušení povrchové části jílovitého mořského dna bylo patrně vyvoláno tektonickým neklidem (zemětřesení?), spojeným s přínosem písčitého materiálu a rychlou sedimentací nadložní vrstvy (pískovce). Je pravděpodobné, jak je patrné na vzorku jádra ze zmíněné hloubky, že povrch dna byl mírně šikmý (diskordance průběhu uvrstvení nadložního pískovce s povrchem podložního jílovce). K této deformaci jílovitého povrchu dna došlo v případě vzorku z hl. 1990,55—1990,65 m až když červ opustil chodbu v jílu i prohlubeninku na jeho povrchu v místě zastiženém jádrem (obr. 3a).

4. V některém případě došlo k zasedimentování jílovitého povrchu mořského dna v době, kdy tento nebyl ještě natolik zpevněn, že červ lezoucí na rozhraní jíl — jílovec — písek způsoboval při pronikání v horizontálním směru pravděpodobně vtláčení hornin v podloží směrem dolů do vzdálenosti několika milimetrů (prohnutí písčitého proplástku v jílu směrem dolů, obr. 1d v textu). (Nebo bylo toto prohnutí vrstev vyvoláno později zmenšováním objemu horniny rozdílné konsistence (jílovec — pískovec?)). Naprotitomu čerstvě nasedimentovaný písek v nadloží ještě nedostatečně zpevněný, v místě nad chodbou do výše asi 1,5 cm jeví propadávání sedimentu směrem dolů (zřejmě způsobeno pohybem červa pod ním). Poněkud výše je již uvrstvení pískovce konsolidováno. Při pohybu červa na rozhraní jíl — písek vzniká v jílu po bocích lezoucích červa lem (obr. 1d v textu).

5. Červi při pronikání sedimenty mořského dna napříč nebo diagonálně k jejich uvrstvení, zavlékali při pohybu do chodeb materiál z předchozí vrstvy, takže docházelo k mísení sedimentů a postupnému ubývání vlivu sedimentu z předchozí vrstvy (obr. 3c). Tímto způsobem lze dobře sledovat směr pronikání živočichů sedimenty.

6. Červ pronikající jílem mořského dna v horizontále, velmi často sleduje čočky a proplástky písku v jílu (obr. 1f, obr. 2e, obr. 2a, obr. 2d). Písčitá výplň v jílu (čočka) byla zřejmě příznivá při pronikání červa horninou.

7. Při pronikání červa vrstvami je patrné na vrstevní spáře jílovců, že jíl byl v případě jádra z hloubky 2073,00 m (viz obr. 3c) natolik zpevněný, že při pohybu směrem vzhůru červ jíl vtlačoval šikmo nahoru a stejně tak při svrchní vrstevní spáře v jádře je znát, že jíl — jílovec byl pronikajícím červem v místě spáry nadzvedáván. Jak je znát na svrchní vrstevní spáře jádra při pohledu shora, červ pronikal horninami ještě dále šikmo vzhůru. (Vrstevní spára v tomto případě naznačuje dočasný bývalý povrch mořského dna).

8. Písčitá (pískovcová) výplň v chodbách po červech v jílovcích naznačuje, že chodby po průlezu červa zachovaly svůj tvar, takže písčitá substance mohla ve formě suspenze vniknout do nich v plném rozsahu. Zvodnělý písek na mořském dně měl zřejmě značnou schopnost pronikat do těchto chodeb po organizmech.

9. Je třeba pamatovat na zmenšování objemu sedimentů mořského dna při pozdější diagenezi a ztrácení obsahu vody. V tomto směru mohl mít značný rušivý vliv vznik chodeb s písčitou výplní (později pískovec), protože docházelo z hlediska vrstvy k nesouladu při zmenšování objemu jílu a písku. Jíl zmenšuje totiž svůj objem mnohem více než písek. Tak je možné v některých případech vysvětlit poklesávání horní hranice jílovce směrem od pískovcového válečku (chodby po červu) nebo prohnutí vrstvy pod pískovcovou chodbou po červu nebo nad ní. Těsně u válečku je totiž lem enormně zvednut v ostrém obloučku až nad polovinu válečku (obr. 1d v textu).

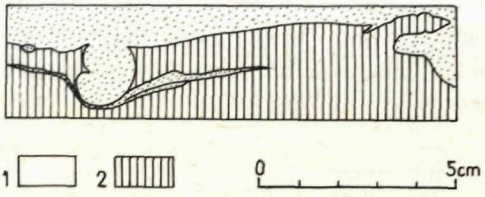
10. Červi pronikali např. jílovitým sedimentem v různých časových intervalech, takže se navzájem dvě chodby překrývají (obr. 3b v textu).

Přitom kažká z chodeb má různý poměr obsahu jíl — písek. Podobný jev jsem pozoroval i ve spodních zlínských vrstvách v jádře v opěrném vrtu Lidečko-1 v rozmezí hloubek 345,75—350,00 m.

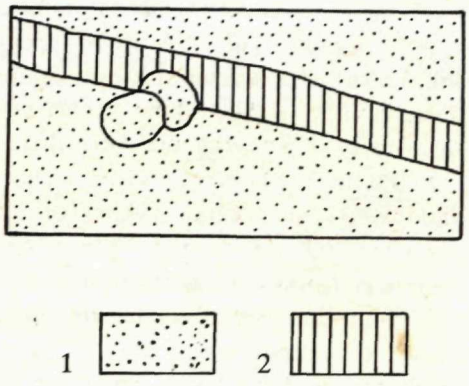
11. Červi se pohybovali v sedimentech mořského dna jednak po jílovitém povrchu, jednak prostupovali sedimenty (pískovce, siltovce, jílovce) napříč (kolmo) a diagonálně k vrstevnatosti. Při dosažení rozhraní pískovec — jílovec (písek — jíl) přecházeli často do pohybu v horizontální rovině. Patrně při hranici písku a jílu bylo pro ně nejvýhodnější místo při pronikání sedimenty. Rovněž J. Hanisch (1972, obr. 3 na str. 514) zaznačuje trubičkovité chodby po červech při svrchní vrstevní ploše jílovce v těsném podloží pískovce a to v místě, kde v jílovcích jsou výrazné proudové stopy (podélné prohlubeninky a vyvýšeniny). Červům při pronikání horninou v horizontále nevadila překážka písčité výplně proudové stopy, kterou

pronikali napříč. Ve shodě s poznatky J. Hanische (1972) z eocénního flyše v severním Španělsku i ve svrchnokřídových godulských vrstvách v jádrech vrtu Staré Hamry-1A je větší počet chodeb červů při rychle se střídajících jílovcích a pískovcích v jílovcích.

12. Sedimenty godulských vrstev zastižené vrtem Staré Hamry-1A jeví rychlé faciální (mikrofaciální) změny, vyznačující se především vykliňováním pískovcových vložek a lamin a to formou laterálního rozptylování zrn písku do jílu a naopak vnikání jílovité hmoty do sedimentujícího písku. Tento způsob sedimentace naznačuje účast proudící vody, přemísťující a nepravidelně zavlékající do sedimentu složku jílovitou nebo písčitou.




Obr. 5 Chodba po kroužkovitém červu v příčném řezu (konvexní hyporelief) v jádře vrtu Krásná — 1 z godulských vrstev (svrchní křída). (I. Žůrková 1975, tab. I., obr. 1). Dobře je patrné prohnutí pískovcového proplástku v podloží pískovcového válečku *(Planolites vulgaris)*.




Obr. 6 Chodba po kroužkovitém červu na hranici jílovce — pískovce porušena pozdějším průlezem červa. Vrt Lidečko —1, jádro z hloubky 347,00 m. Spodní vrstvy zlínské, eocén, račanská jednotka magurské skupiny flyšové. (Skutečná velikost). Vysvětlivky: 1 — pískovec; 2 — jílovec.

## Závěr

Chodby trubicovitého tvaru, zjištěné v jádrech vrtu Staré Hamry-1A náleží rodu *Planolites* Nicholson 1873 a druhu *P. vulgaris* Nicholson and Hinde 1875. Prostupují jílovce a pískovce jednak kolmo nebo šikmo k vrstevnatosti, nejčastěji však souhlasně s ní.

Při pronikání červů z jedné vrstvy do druhé dochází k zavlékání buď jílovité nebo písčité substance do chodeb a v chodbách pak mísení obou dvou složek v poměru výhodném pro složku, kterou červ naposledy opustil.

Byla shledána shoda chodeb po červech ze svrchnokřídových godulských vrstev ve vrtu Staré Hamry-1A a z křídových a paleogénních vrstev vnější a magurské skupiny flyšové. Rovněž výskyt trubicovité chodby z pískovce karbonského stáří v asociaci s fosilní přesličkou *(Calamites)* z bloku ve štěrcích jv. od Hranic na Moravě odpovídá tvarem a svou povahou výskytům ve vrtu Staré Hamry-1A.

Trubicovité chodby v sedimentech uváděné v literatuře pod různými názvy jsou asi v mnohých případech totožné (shodné). Jedná se pravděpodobně jen o synonyma. Podle tvaru, charakteru chodeb, jejich průběhu a podobně je možno chodby považovat za stopy po mořských kroužkovitých červech *(Annelida, Polychaeta)*. Po srovnání fosilních chodeb a recentních stop po suchozemských kroužkovitých červech *(Lumbricus terrestris)* byla shledána naprostá shoda.

Jak ukázalo studium jader ve vrtu Staré Hamry-1A, pelity byly hlavním místem, kde se rozvíjel život mořských červů na mořském dně. V tomto směru došel ke shodným závěrům i J. Hanisch (1972) v eocénním flyši v severním Španělsku.

Kromě paleontologických poznatků přineslo studium i poznatky sedimentologické, z nichž je třeba upozornit především na zjištění, že jílovitá vrstva na povrchu mořského dna byla v některých případech již poměrně značně zpevněná. Dokladem toho jsou dočasně otevřené chodby po červech bez výplně, jak je patrné na jádře u vrtu Staré Hamry-1A z hl. 1990,55—1990,65 m. Dále bylo na několika jádrech pozorováno, že docházelo místy k deformacím povrchové jílovité části povrchu mořského dna. Toto porušení povrchové části dna bylo patrně vyvoláno tektonickým neklidem a gravitačními účinky na mírně nakloněném povrchu dna.

V některých případech však pozorujeme, že sediment (jíl — písek) nebyl pod povrchem mořského dna (patrně v hloubce jen několik cm) ještě zpevněn, jak ukazuje vzorek jádra z vrtu Staré Hamry-1A v hloubce 1735,45 m. Červ lezoucí v horizontální rovině působil rušivě na bezprostřední podloží i nadloží horniny.

Situace na mořském dně se při sedimentaci měnila v prostoru a čase. Byly časové úseky, kdy delší dobu nedošlo k přínosu materiálu a jeho sedimentaci a povrchová vrstva na mořském dně se částečně zpevnila. V jiném případě následovalo údobí opakujícího se přínosu sedimentů a jejich ukládání na mořském dně za působení proudící vody. Sedimentace byla velmi komplikovaná, s rychlými mikrofaciálními změnami. Sedimenty čerstvě v krátké době usazené nebyly dostatečně zpevněné tak, aby organizmy, které jimi pronikaly nenarušily jejich texturu.

Do tlače odporučil O. Samuel a Z. Stráník.

## Literatura

ALEPRT, S. P. 1975: Planolites and Skolithos from the Upper Precambrian — Lower Cambrian White — Ingo Mountains, California. J. Paleont., 49, 508—521.

BANDALEMOV, S. M. 1953: Fliševije otloženija ordovika tečenija r. Selety. Centralnyj Kazachstan. Bjull. Mosk. Obšč. Ispyl. Pri., Otd. geol., 28, 1,.

DUDICH, E. — HALÁSZ, A. 1967: Traces of life (Vestigia invertebratorum) in the Northern Region of the Permian of the Highlands, Hungary. Földt. Közl., 4, Budapest, 447—457.

ELIÁŠ, M. 1967: Nález otisku anelidního červa v istebňanských pískovcích. Věst. Ústř. Úst. geol. 42, 1, Praha, 39—40.

FAUVEL, P. 1927: Faune de France. P. Lachevalier, 16, Paris, 494.

FREY, R. W. 1971: Ichnology-the Study of Fossil and Recent Lebensspuren. Luisiana State University Miscellaneous publication 71—1, Luisiana, 91—125.

GLOCKER, E. F. 1841: Keckia annulata und Gyrophilites kwasitzensis aus dem Grün — oder Kreide Sandstein von Kwassitz in Mähren. Nova Acta Leopold. Carol 1941, 19, 2, Suppl., 333, 316—321.

HANISCH, J. 1972: Vertikale Verteilung der Ichnofossilien im Terciér — Flysch von Zumaya (N — Spanien). Neues Jahrbuch für Geologie und Pal., Mh. 9, Stuttgart, 511—526.

HÄNTZSCHEL, W. 1934: Sraubförmige und spiralige Grabgänge in turonen Sandsteinen des Zittauer Gebirges. Abh. Senckenberg. natuforsch. Gesell., Frankfurt a. M. 429.

HÄNTZSCHEL, W. 1938: Quer — Gliederung bei recenten und fossilen Wurmröhren. Senckenbergiana 20, Frankfurt a. M., 297—305.

HÄNTZSCHEL, W. 1962: Trace — fossils and problematica. P. 177—245. In R. C. Moore (ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W., Miscellanea. Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press. Kansas.

HÄNTZSCHEL, W. 1966: Recent Contributions to Knowledge of Trace Fossils and Problematica. In F. H. T. Rhodes, W. Häntzschel, K. J. Müller, D. W. Fischer, C. Teichert: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Conodonts, conoidal Shells, Worms, Trace Fossils: Comments and Additions. The Univ. of Kansas Pal. Institute, Paper 9, Kansas, 10—17.

CHAMBERLAIN, C. K. 1971: Morphology and Ethology of Trace Fossils from the Quachita Mountains, Southeast Oklahoma. J. Palaeont., 45, 3, Menasha, 212—246.

JAKOVLEV, N. N. 1948: O „Červjakovych" izvěstnjakach. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 2, 121—123.

KSIĄŹKIEWICZ, M. 1960: O niektórych problematykach z fliszu Karpat Polskich. 1. Kvart. geol., 3, Warszawa, 735—743.

KSIĄSŹKIEWICZ, M. 1961: O niektorých problematykach z fliszu Karpat Polskich. 2. Kwart. geol., 4, Warszawa, 882—886.

KSIĄSŹKIEWICZ, M. 1970: Observation on the Ichnofauna of the Polisch Carpathians. In Crimes T. P. and Harper J. C. Editors: Trace Fossils, Geol. J. Spe. Issue, 3, Liverpool, 283—322.

MÜLLER, A. H. 1962: Zur Ichnologie, Taxiologie und Ökologie fossiler Tiere, Teil 1. Freiberger Forschungshefte, C 151, Paläontologie, Akademie — Verlag, Berlin, 5—30.

MÜLLER, A. H. 1967: Zur Ichnologie von Perm und Trias in Mitteldeutschland. Geologie, 16 Berlin, 1061—1071.

MÜLLER, A. H. 1971: Über Dictyodora liebeana (Ichnia invertebratorum), ein Beitrag zur Taxiologie und Ökologie sedimentfressender Endobionten. Geol. und Miner., 13, 2, Berlin, 136—151.

NODA, H. — MIRANDA, F. E. 1974: A Trace Fossils from the Fortunato Turbidite, West of Zambales Base Metals Inc. Camp, Ayala District, Zambvanga City, Philippines. Geol. and Pal. of Southeast Asia, 14, Univ. Of Tokyo Press, 165—169.

PESL, V. 1971: Komplexní geologické zhodnocení strukturně-stratigrafického vrtu Lidečko-1. Geofond Praha.

PLIČKA, M. 1962: Rozšírení Palaeospirographia hraběi n. g. n. sp. (Chaetopoda, Polychaeta) v západní oblasti magurského flyše v ČSSR. Věst. Ústř. Úst. geol., 37, Praha, 359—364.

PLIČKA, M. 1965: Über neue Fundstellen von Abdrücken von mariner Polychaeten (Sabellidae) im Karpathenflysch auf dem Gebiete der ČSSR. Časopis Mor. Musea (Acta musei Moravia), 50, Brno, 71—74.

PLIČKA, M. 1968: Zoophycos, and a Proposed Classification of Sabellid Worms. J. Palleont., 42, 3, Menasha, 836—849.

PLIČKA, M. 1969: Methods for the Study of „Zoophycos" and similar Fossils. N. Z. J. Geol. Geophys. 12, 2, 3, Wellington, 551—573.

PLIČKA, M. 1970: Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25 000, list M-33-96-D-b Valašské Meziříčí. Geofond Praha.

PLIČKA, M. 1973: Sabelidní červi karpatského flyše. Geofond Praha, 1—61.

PLIČKA, M. 1975: Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25 000, 25 324 Vizovice. In Základní geologická mapa 1:25 000, list 24 324 Vizovice. Geofond Praha.
ROTH, Z. 1969: Vrty Staré Hamry 1, 1A okres Frýdek—Mýstek 1952—1969, MS, Geofond Praha.
SEILACHER, A. 1955: Die geologische Bedeutung fossiller Lebensspuren. Z. deutsch Geol. Jb. 1953, 105, Hannover, 214—227.
SEILACHER, A. 1958: Zum ökologischen charakteristik von Flysch und Molasse. Eclogae geol. Helv. 51, 3, 1062—1078.
SEILACHER, A. 1963: Lebensspuren und Salinitätsfazies. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 10, Krefeld, 81—94.
SEILACHER, A. 1964: Biogenic Sedimentary Structures. In J. Imbrie — N. Newell: Approaches to Paleoecology. John Wiley and Sons, Inc. New York — London — Sydney, 296 — 316.
SEILACHER, A. 1966: Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch?. Geol. Rdsch., Band 56, Stuttgart, 188—200.
SEILACHER, A. 1967: Bathymetry of Trace Fossils. Marine Geology, 5, Amsterdam, 413—428.
TANAKA, K. 1971: Trace Fossils from the Cretaceous Flysch of the Ikushumbetsu Area, Hokkaido, Japan. Geol. Surv. Jap., Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Rep. 242, 1—31.
TANAKA, K. — TERAOKA, Y. 1973: Stratigraphy and Sedimentation of the Upper Cretaceous Himenoura Group in Koshiki-jima, Southwest Kyushu, Japan. Bull. Geol. Surv. Jap., 24, 157—184.
ZŮRKOVÁ, I. 1969: Příspěvek k poznání sedimentů svrchní části luhačovických vrstev v antiklinálním pásmu luhačovických a svrchních zlínskych vrstev na lokalitě Biskupice. 67, Geofond Praha.
ŽŮRKOVÁ, I. 1975: Sedimentárně petrografické zpracování godulského souvrství vrtby Krásna-1. In Roth, Z. a kol.: Komplexní geologické zhodnocení opěrného vrtu Krásná, 1, Geofond Praha.

Miroslav Plička

## Ichnofossil Planolites vulgaris Nicholson and Hinde 1875 from Upper Cretaceous (Godula beds) in cores of the drill hole Staré Hamry — 1A (Moravsko-Slezské Beskydy mountains, Czechoslovakia)

Summary of the Czech text

Among traces in sediments of the Carpathian Flysch most frequent are tubular passages, several mm to 1 cm in diameter. The passages are in sandstones, siltstones, limestones and claystones. As for their form the passages correspond best to the genus *Planolites* Nicholson 1873 with the species *P. vulgaris* Nicholson and Hinde 1975. Interesting data on their nature, course and evolution resulted from the drill hole Staré Hamry — 1A bored in 1965—1966 to the depth of 2705,10 m. In the depth interval 1242,00—2705,10 m the drill hole was continuosly cored to give a complete picture of the lithological history of the Godula beds of the Godula nappe.

Passage-ways bored by worms of the genus *Planolites* Nicholson 1973 were traces in cores within the depth interval 1688,80—2117,20 m. There the Godula beds (Upper Cretaceous) of the Silesian nappe of the outer flysch group were encountered.

### Systematical description

*Ichnogenus Planolites* Nicholson 1873

Description: Passage-ways in the sediment are up to 1 cm broad, varidirectional, with variable

orientation. Their course in siltstones, claystones and sandstones is irregular (W. Häntzschel 1962).
Stratigraphical range: Precambrian — Tertiary

*Planolites vulgaris* Nicholson and Hinde 1875

Description: Tubular passages in sediments are 2 mm — 1 cm, most frequently 7—9 mm broad. They penetrate sandstones, siltstones and claystones in variable directions and dips. In places they form a convex hyporelief on undersurfaces of sandstones and siltstones or they partially follow bedding. In alternating beds of sandstones and/or siltstones with claystones the passage-ways pass from one bed into another (endichnium, exichnium). Owing to that their filling in sandstones contains a clayey admixture from the wallrock — and a sandy admixture in claystones. The surface of passages is mostly smooth, in some places cross segmentation is visible. In the drill hole Staré Hamry — 1A the length of passages exceeds the width of the drill core. In surface exposures of sediments of the Carpathian flysch in Czechoslovak territory the tabular passages are more than 1 m long sometimes (M. Pličk a 1968, 1969, 1973).

Tubular passages in the Cretaceous sediments encountered by the drill hole Staré Hamry — 1A were evidently burrowed by marine annelids (*Annelida, Polychaeta*) penetrating through sediments on the sea floor. It is indicated by both the impressions of segments preserved in places, and by the shape, course and considerable length of the passages. Passages of such character were formerly examined in sediments of the Carpathian flysch (M. Pličk a 1962, 1968, 1969).

There is a striking resemblance with recent terrestric annelids like *Lumbricus terrestris* as regards the mode of burrowing, shape, appearance of the internal surface of passages, the course of passages, their concentration at bedding joints a. o.

On the ground of examination of the tubular passages in the Carpathian flysch and according to data published and found out in other world's parts it is assumed thus far that the passages and traces of this nature are for the most part burrowed by marine annelids (W. Häntzschel 1962). This concerns the traces of the genus *Planolites* Nicholson 1873, of *Granularia* Pomel 1849, *Keckia* Glocker 1841. In the last time recorded were traces of *Tosoloboris hanzawai* Katto from Cretaceous sediments of Japan (K. Tanaka — J. Teraoka 1973); from the miocene of the Philippines — traces of *Aylaites zambalensiana* Noda and Miranda. These traces after worms show some diversities; it is, however, difficult to tell solely on the ground of the appearance of traces whether the worms are representatives of various genera, families a. o. or the division into genera is too artifical; since the same worm may leave comparatively different traces in sediments (a passage after the crawling worm, a part of the passage and the place of the worm's death; impressions of segments), traces and passages after individuals in various growth stages (small, large individuals) a. o. (M. Pličk a 1969). Interestingly, in sediments of the Carpathian flysch or in Cretaceous and Paleogene sediments of Italy and elsewhere the tubular passages are frequently close to spiral impressions of the genus *Zoophycos* Massalongo 1855,

The passages and/or traces after thoracal and abdominal segments of sabellids might be related to the genus *Zoophycos* Massalongo 1855 (M. Pličk a 1962, 1968, 1969). Also in the drill hole Staré Hamry — 1A a planar impression of the genus *Zoophycos* Massalongo 1855 was found near tubular passages of the genus *Planolites* Nicholson 1873.

Passages of the ichnofossil *Planolites vulgaris* penetrate through claystones, siltstones and sandstones of the Godula beds in cores of the drill hole Staré Hamry — 1A — either perpendicular of diagonal to bedding, most frequently parallel to bedding.

Worms passing from one bed into another carry either clayey or sandy substance into passages where the substances mix in a ratio favourable for the last component left by the worm.

Besides paleontological data the study also resulted in sedimentological information; especially about the clayey layer on the surface of the sea floor having already been markedly compact in some cases. It is evidenced by temporary opening of passages without filling — like in the core of the drill hole Staré Hamry — 1A from the depth of 1990,55 — 1990,65 m. Some cores displayed occasional deformations of the

surficial clayey part the sea floor surface. The deformation was perhaps due to tectonic disquietude and to gravitation activity on the gently inclined sea floor surface.

In some cases, however, the sediment (clay — sand) below the sea floor surface (perhaps at a depth of some cm) was not yet compacted — as evidenced by a sample of the core of the drill hole Staré Hamry — 1A from the depth of 1735,45 m. The worm crawling in horizontal plane damaged both the immediate bottom and the top parts of the rock.

Deposition caused changes on the sea floor in time and in space. There were time intervals without transport and deposition of material when the surficial layer of the sea floor compacted partially. In other time intervals repeated transport and deposition of material proceeded affected by current water. Deposition was extremely intricate, with rapid microfacial alterations.

Sediments freshly deposited were not compacted enough to prevent the organisms from damaging their structure.

Explanations to figures in text

Fig. 1 Passages burrowed by marine annelids in the Godula beds in cores of the drill hole Staré Hamry — 1A on the contact of sandstone with claystone (a detail). a, b = depth 1688,80 m; c = depth 1735,20—1735,25 m; d = 1735,45—1935,50 m; e = 1900,40—1900,50 m; f, g = 1941,50—1941,60 m; h = 1977,05—1977,15 m. Explanations: sandstones are marked with dots, claystones are not marked.

Fig. 2 Passages burrowed by marine annelids in the Godula beds in the cores of the drill hole Staré Hamry — 1A. a = depth 1941,50—1941,60 m; b = 1942,00—1942,10 m; c = 1942,60—1942,70 m; d = 1953,50—1953,60 m; e = 1976,75—1976,85 m; f = 1977,05—1977,15 m. Explanations: $^{+}$=hieroglyphs, — bedding joint. Sandstones are marked with dots; claystones are not marked.

Fig. 3 Passages after marine annelids in the Godula beds in cores of the drill hole Staré Hamry — 1A. a = depth 1990,55—1990,65 m; b = 2014,40—2014,45 m; c = 2073,00—2073,10 m; d = 2117,20—2117,30 m; e = 2116,30—2116,35 m.

Fig 4 Subsurface and surface passages in clays of the former sea floor. Prior to deposition of sands the surface clay layer was deformed. A thicker layer in the sand is an evidence of the temporary opening of the passage (on the left). (Unfolded surface of the drill core from the depth of 1990,55—1990,65 m; drill hole Staré Hamry — 1A). Explanations: 1 — sandstone; 2 — a layer of coarse-grained sandstone; 3 — claystone.

Fig. 5 The passage after annelids in a cross-section (convex hyporelief) in the core of the drill hole Krásná — 1 from the Godula beds (Upper Cretaceous). (I. Žůrková 1975, Pl. 1, Fig. 1). The sandstone intercalation is markedly bent in the basement of a sandstone cylinder (Planolites vulgaris).

Fig. 6 A passage after annelids on the contact of claystone with sandstone, damaged later by the annelid. The drill hole Lidečko — 1; drill core from the depth 347,00 m. The lower Zlín beds, Eocene, the Rača unit of the flysch Magura group. (Actual size). Explanations: 1 — sandstone; 2 — claystone.

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 70 • str. 177—182 • Geol. Úst. D. Štúra •Bratislava • 1978

Miroslav Plička

# K otázce předmagurské jednotky u Valašského Meziříčí

2 obr. v textu, anglické resumé

Abstrakt. Práce přináší nové poznatky o rozšíření vrstev předmagurské jednotky v širším okolí Valašského Meziříčí. K předmagurské jednotce lze počítat jen vrstvy podmenilitové, menilitové a krosněnské, vystupující před čelem magurské skupiny flyšové u Podolí a Loučky. Pro řazení vrstev křivského pásma k jednotce předmagurské není opodstatnění. Toto pojetí odpovídá poznatkům M. Książkiewicze (1963) o předmagurské jednotce na sousedním území Polska.

## Úvod

V poslední době se stává otázka rozšíření a existence předmagurské jednotky na území naší republiky velmi diskutovanou (M. Plička et al. 1970 a, 1970 b; E. Menčík 1973). Tyto diskuze a úvahy vyvolávají jednak novější poznatky o jejím rozšíření a vývoji na sousedním polském území, jednak novější mapovací práce a studie prováděné v poslední době v čelní oblasti magurské skupiny flyšové na našem území (V. Pesl 1967, V. Pesl et al. 1969, M. Plička et al. 1970a, 1970b).

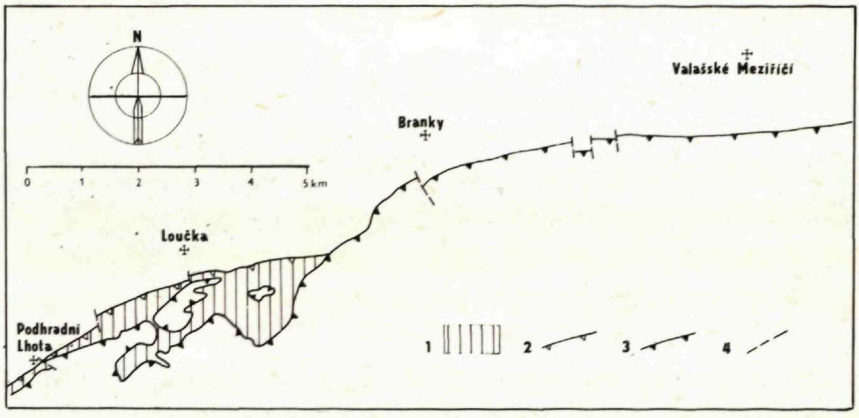
K prvním pracem majícím vztah k předmagurské jednotce na území naší republiky patří studie A. Matějky — J. Burtanové (1953) a později A. Matějky — Z. Rotha (1956) v oblasti Jablunkova. Na základě těchto studií dochází A. Matějka (1960) k názoru, že je možné pokračování předmagurské jednotky z Polska i na naše území.

Otázkou existence předmagurské jednotky na našem území se začínají zabývat E. Hanzlíková — E. Menčík — V. Pesl (1962). Vrstvy zastižené v profilu potoka Smradlavá u Bílé přiřazují k předmagurské jednotce. O dva roky později studují zmínění autoři další profil v prostoru u Jablunkova a to na potoku Lísky (E. Hanzlíková — E. Menčík — V. Pesl 1964).

Rovněž další práce E. Menčíka — V. Pesla (1964, 1966) jsou zaměřeny na vývoj vrstev a rozšíření předmagurské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. V. Pesl (1967) shrnuje dosavadní poznatky o rozšíření vrstev předmagurské jednotky na našem území a dochází k názoru, že předmagurská jednotka pokračuje před čelem magurského příkrovu dále na z. a jz. až do prostoru Bystřice p. Hostýnem.

RNDr. M. Plička, CSc. Ústřední ústav geologický, pobočka, Leitnerova 22, Brno

Při geologickém mapování listu Valašské Meziříčí a Kelč v měř. 1:25 000 (M. Plička 1970a, 1970b) byly zařazeny k předmagurské jednotce vrstvy podmenilitové, menilitové a krosněnské v prostoru mezi Loučkou a Podolím (viz obr. 1). V souladu s pojetím V. Pesla et al. (1967) byly v této práci přiřazeny k předmaguské jednotce i vrstvy křivského pásma s poukazem, že toto zařazení je prozatímní a vyžádá si revizi, zvláště na základě poznatků o předmaguské jednotce na sousedním území Polska (M. Książkiewicz 1963).




Obr. 1 Situace výskytu předmagurské jednotky jz. od Valašského Meziříčí (M. Plička 1975). Vysvětlivky: 1 — předmagurská jednotka; 2 — přesunová linie předmagurské jednotky; 3 — přesunová linie magurské skupiny flyšové; 4 — zlom.

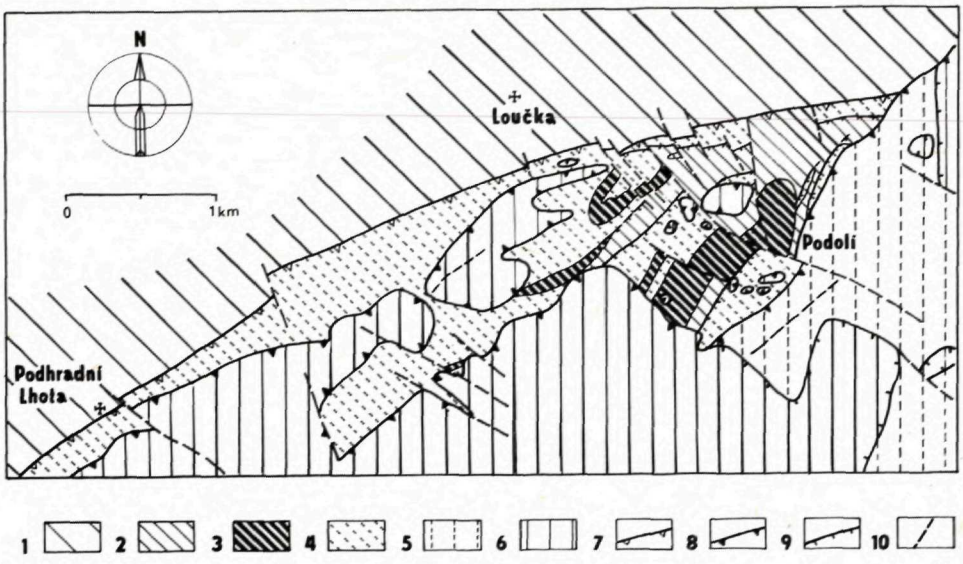
**Předmagurská jednotka u Podolí a Loučky**

Vnější hranici předmagurské jednotky u Podolí a Loučky tvoří přesunová linie ve směru ZJZ — VSV při j. okraji Loučky, pokračující dále směrem k JZ na Podhradní Lhotu. Oproti vrstvám vnější skupiny flyšové, probíhajícím v uvedeném prostoru cca ve směru hóra 4—5, probíhají vrstvy jednotky předmagurské ve směru až hóra 2 a mají k nim šikmý průběh. Místy jsou intenzivně tektonicky sešupinatěny a to v místě, kde přímočarý průběh čela magurského příkrovu je deformován a kde vzniklo tektonické polookno. Vrstvy magurského příkrovu ve slepencovém vývoji (soláňské vrstvy) tvoří před jeho čelem místy jen denudační zbytky (obr. 2).

Stratigrafie

Krosněnské vrstvy — Na povrch vystupují v prostoru s. a sv. od kopce „Skalka" a jz. od Podolí, v okolí k. 438,5. Svým vývojem se neliší podstatně od vývoje krosněnských vrstev jednotky slezské. Jsou v jílovcovo-pískovcovém vývoji a nejlépe jsou odkryty v rokličce o směru SSZ—JJV, sv. od kopce „Skalka". Pískovce,

tvořící vložky ve vápnitých jílovcích , jsou deskovité až tabulkovité (několik dm až 1 m mocné), vápnité, silně slídnaté, místy rozpadavé. Pískovce jsou v jílovcích v několika metrových rozestupech.




Obr. 2 Předmagurská jednotka u Podolí (M. Plička 1975). Vysvětlivky: 1 — vnější skupina flyšová; 2 — 4 — předmagurská jednotka: 2 — krosněnské vrstvy, 3 — menilitové vrstvy, 4 — podmenilitové vrstvy; 5 — 6 — magurská skupina flyšová: 5 — křivské pásmo, 6 — račanská jednotka; 7 — přesunutí předmagurské jednotky; 8 — přesunutí magurského příkrovu; 9 — dílčí přesunové linie; 10 — zlom.

Na svahu v okolí k. 438,5 (jz. od Podolí) jsou na polích úlomky žlotošedých, nepevných, rozpadavých a jemnozrnných vápnitých pískovců, větrajících ve žlutavě jílovito-písčité eluvium. Stářím odpovídají krosněnské vrstvy svrchnímu eocénu až spodnímu oligocénu (F. Jurášová 1970). Mocnost krosněnských vrstev předmagurské jednotky u Podolí je cca 100 m.

Menilitové vrstvy — u Podolí mají poměrně značné rozšíření. Na povrchu vystupují jednak v širokých pruzích, střídajících se s vrstvami podmenilitovými, místy i krosněnskými nebo tvoří brachyantiklinální uzávěry (z. a v. od kopce „Skalka"). Dle poněkud odlišného vývoje menilitových vrstev u Loučky oproti menilitovým vrstvám slezským stanovil V. Pesl (1967) jak již bylo řečeno, u Loučky jednotku předmagurskou.

Menilitové vrstvy u Loučky a Podolí byly sledovány jednak dle skalních úlomků, jednak byly zastiženy výkopy, a to asi 500 m jv. od Loučky a 300 m s. od Podolí.

Ve výkopech na drenážní jímky jv. od Loučky byly zastiženy tmavé šedohnědé, silně vápnité, místy silně jemně písčité kusovité až destičkovité jílovce, za sucha bělavě ovětrávající. Místy jsou jednak

pevnější, písčitější až tabulkovitě dělitelné, jednak měkčí, sešupinatělé. Menilitové vrstvy v uvedeném prostoru obsahují vložky hnědošedých jílovitých siltovců, bělavě ovětrávajících , deskovitých až tabulkovitě dělitelných s modravěšedým jádrem. V siltovcích je patrná paralelní laminace. Menilitové vrstvy jsou výkopem odkryté v neúplné mocnosti cca 30 m. Ve výkopu na křižovatce polních cest asi 250 m v. od k. 480,3 („Skalka") byly zastiženy špinavě šedé a hnědošedé, nazelenalé, vápnité, šupinkaté, měkké jílovce a špinavě šedé jílovité siltovce s Mn povlaky na puklinových plochách a rezavě žlutými výkvěty. Ve výkopu u JZD Podolí, při z. okraji obce byly zjištěny na odklizové haldičce šedohnědé a hnědé vápnité jílovce, silně jemně písčité, střepovité, tvrdě se lámající, s belavě šedými až namodralými povlaky; špinavě šedé jemně laminované jemnozrnné pískovce křemito-vápnité; špinavě hnědošedé vápnité písčité jílovce; čokoládově hnědé tence tabulkovitě dělitelné, silně jemně písčité vápnité jílovce, jemně světleji laminované.

Celkově jeví menilitové vrstvy předmagurské jednotky oproti menilitovým vrstvám slezským pelitičtější vývoj a místy se v nich objevují polohy kusovitých, silně jemně písčitých vápnitých jílovců. Rovněž V. Pesl (1967) zjistil, že menilitové vrstvy u Podolí a Loučky jsou převážně v pelitickém vývoji.

V menilitových vrstvách předmagurské jednotky zjistila F. Jurášová (1970) bohaté drobné asociace s převládajícími planktonními foraminiferami svrchnoeocénního stáří. Menilitové vrstvy mají u Podolí mocnost cca 100 m.

Podmenilitové vrstvy — Nejvíce jsou rozšířeny podmenilitové vrstvy v prostoru mezi Loučkou, samotou Polomsko a Podhradní Lhotou. Mezi Podhradní Lhotou a Loučkou je překrývají soláňské vrstvy tektonicky potrhaného čela příkrovu magurského. Kromě toho se střídají v pruzích z. a jz. od Podolí s vrstvami menilitovými a krosněnskými s nimiž jsou zvrásněny.

Podmenilitové vrstvy mají pelitický vývoj. Při čele předmagurské jednotky jsou hojně zastoupeny rudohnědými nevápnitými i vápnitými jílovci spolu s nevápnitými jílovci černošedými, zelenošedými a šedozelenými. Na polích vytvářejí měkké, drtkovité eluvium. V blízkosti menilitových vrstev se v nich objevují v nejvyšší poloze modrošedé, organodetritické středně až hrubě zrnité vápnité pískovce, balvanité až bochníkovitě rozpadavé, žlutavě bíle ovětrávající. Na bělavém, zaobleném ovětralém povrchu pískovců je typické vyvětrávání s drobnými prohlubeninkami, takže povrch pískovců je velmi drsný s prozlubeninkami mezi zrny.

V pelitech podmenilitových vrstev zjistila F. Jurášová (1970) mikrofaunu paleocénního stáří. Mocnost podmenilitových vrstev předmagurské jednotky lze odhadnout až na 500 m.

## Tektonika

Vrstvy jednotky předmagurské jsou přesunuty k S a SSZ přes vrstvy jednotky slezské. Linie přesunutí se vynořuje zpod čela příkrovu magurského asi 1 km j. od Police a pokračuje směrem k ZJZ a později až k JZ směrem na Podhradní Lhotu a dále do prostoru Brusného u Bystřice p. Hostýnem. Vrstvy jsou intenzivně provrásněny a tektonicky sešupinatěny. U Podolí dochází k nakupení mas pelitů podmenilitových vrstev, vyvolané od jihu nasouvajícím se magurským příkrovem.

Pelity tektonicky nižšího příkrovu — jednotky předmagurské — byly vhodnou hmotou, umožňující přesun kompaktnějších pískovcovo-slepencových mas magurského příkrovu k SZ. V prostoru Podhradní Lhoty a Podolí došlo k trhání čela magurského příkrovu v kry, které se oddělovaly od hlavní kompaktní masy magurského příkrovu a pravděpodobně se posouvali po plastickém podloží dále k S vlivem gravitace.

Vrstvy jednotky předmagurské mají ve svém průběhu, zvláště ve vnitřní zóně u Podolí, sikmý průběh k pásmům v příkrovu slezském. Směrem k čelu jednotky předmagurské se průběh těchto vrstev poněkud sbližuje s průběhem vrstev slezské jednotky.

## Závěr

K předmagurské jednotce počítám v širší oblasti Valašského Meziříčí jen vrstvy, vystupující před čelem magurského příkrovu v okolí Podolí a Loučky a pokračující dále směrem k JZ do prostoru Brusného a Rusavy. Toto pojetí je v souladu s poznatky, získanými o vrstvách jednotky předmagurské na sousedním polském území. Jak zjistil M. Książkiewicz (1963) výskyt vrstev předmagurské jednotky je úzce vázán na místa, kde je čelo magurského příkrovu roztrháno, vznikají v něm tektonická okna a polookna a kde čelo magurského příkrovu ustupuje poněkud k jihu. Vrstvy předmagurské jednotky, vystupující na povrch jsou intenzivně sešupinatěny a nakupeny a k průběhu vnější flyšové jednotky její pásma probíhají kose. Podobnou tektonickou situaci pozorujeme právě u obce Podolí a Loučka jz. od Valašského Meziříčí.

Pokud se týká křivského pásma jako možného člena jednotky předmagurské vyvstává několik okolností svědčících proti této možnosti. Jsou to především poznatky o tektonické specifičnosti výskytů vrstev předmagurské jednotky na sousedním území Polska, a vztahu vývoje jeho vyšších stratigrafických členů k vrstvám vyvinutým v severním sedimentačním prostoru, t. j. vnější skupině flyšové (M. Książkiewicz, 1963). Rovněž poznatky E. Menčíka o předmagurské jednotce v Moravskoslezských Beskydech nepodporují možnost přeřazení vrstev křivského pásma k jednotce předmagurské, zvláště po revizi vrstev jednotky předmagurské u Bílé (E. Menčík 1973).

Kromě toho další důvod, proč nelze řadit k předmagurské jednotce i vrstvy křivského pásma spatřuji v tom, že by do vrstevního komplexu předmagurské jednotky byly zahrnuty jak vrstvy menilitové tak také vrstvy belovežské, tedy vrstvy, z nichž každé samy o sobě patří k velmi význačným stratigrafickým obzorům a v oblasti karpatského flyše mají veliký plošný rozsah. Pro sedimentaci jak belovežských tak i menilitových vrstev je třeba předpokládat samostatné sedimentační prostory.

Do tlače odporučil Z. Stráník.

## Literatura


HANZLÍKOVÁ, E. — MENČÍK, E. — PESL, V. 1962: Příspěvek k poznání předmagurské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 13, 1, Bratislava, 81—90.

HANZLÍKOVÁ, E. — MENČIK, E. — PESL, V. 1964: Předmagurská série jižně od Jablunkova (Moravskoslezské Beskydy). Věst. Ústř. geol., 39, 3, Praha, 189—199.

JURÁŠOVÁ, F. 1970: Mikropaleontologická dokumentace k území listu Kelč. In Plička, M. et al. 1970a. Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, list Kelč. MS Geofond Praha.

KSIĄŻKIEWICZ, M. 1963: L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins dÉurope. Mémoire en vente a 1a Soc. Géol. de France, 2, Paris.

MATĚJKA, A. 1960: Osnovnyje čerty geologičeskogo strojenija fliševoj zony Západných Karpát. Mater. Karpato-balkan. Assoc., 1, Kijev.

MATĚJKA, A. — BURTAN, J. 1953: Zpráva o výsledcích geologických výzkumu ve flyšovém pásmu vnějších flyšových Karpat. MS Geofond Praha P 73964.

MATĚJKA, A. — ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpr. Ústř. Úst. geol., 22, Praha.

MENČÍK, E. 1973: Problematika předmagurské jednotky v Moravskoslezských Beskydech. Věst. Ústř. Úst. geol., 48, Praha, 73—77.

MENČÍK, E. — PESL, V. 1964: Geologický výzkum na listu Jablunkov. Zpr. geol. Výzk. (Ústř. Úst. geol.), v r. 1963, Praha, 261—262.

MENČÍK, E. — PESL, V. 1977: Geologická stavba mezi slezským a magurským příkrovem v okolí Bílé (Moravskoslezské Beskydy). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 38, Bratislava, 99—110.

PESL, V. 1967: Die Vormagura — Einheit auf dem Gebiet der ČSSR. Věst. Ústř. Úst. geol., 42, 1, Praha, 45—48.

PESL, V. et al. 1969: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list Bílá. MS Geofond Praha.

PLIČKA, M. et al. 1970 a: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list Kelč. MS Geofond Praha.

PLIČKA, M. et al. 1970 b: Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list Valašské Meziříčí. MS Geofond Praha.



Miroslav Plička


## On the problem of the Fore-Magura unit near Valašské Meziříčí


Abstract. The authors presents new information about the distribution of beds of the Fore-Magura unit in a broader area around Valašské Meziříčí.

In the Fore-Magura unit only the Submenilite, Menilite and the Krosno beds cropping out in the front of the flysch Magura group near Podolí and Loučka are to be included. There is no reason for the Křivá zone to be referred by the Fore-Magura unit. The conception is in accordance with M. Książkiewicz (1963) data on the Fore-Magura unit the adjacent Polish region.


Explanations of text-figures 1, 2:

Fig. 1 Situation of distribution of Fore-Magura at the southwest of Valašské Meziříčí (M. Plička 1975). Explanations: 1 — the Fore-Magura unit; 2 — the overthrust line of the Fore-Magura unit; 3 — the overthrust line of the flysch Magura group; 4 — fault.

Fig. 2 The Fore-Magura unit near Podolí (M. Plička 1975). Explanations: 1 — the external flysch group; 2—4 — the Fore-Magura unit: 2 — the Krosno beds; 3 — the Menilite beds; 4 — the Submenilite beds; 5—6 — the flysch Magura group: 5 — the Křivá zone; 6 — the Rača unit; 7 — the overthrust of the Fore-Magura unit; 8 — the overthrust of the Magura nappe; 9 — partial overthrust-lines; 10 — fault.

Geologické práce, Správy 70 • str. 183—195 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Milan Mořkovský — Věra Filková

# Nové poznatky o geologii prešovské části Košické kotliny

3 obr. v textu, anglické resumé

Abstrakt. Geofyzikálním měřením metodou vrtní refrakce byla v širším okolí hlubinného vrtu Prešov-1 zjištěna morfologie předtercierního podkladu. Je silně ovlivněna tektonickou zónou sz. směru nazvanou prešovským zlomem, zatím co zlomy sj. směru hrají podřadnou roli. Hornádský zlom, považovaný dříve za významnou tektonickou linii sj. směru při z. okraji neogenní pánve nebyl potvrzen. Paleogén kapušianské hrástě (T. Buday 1964) je tektonickým útržkem geneticky spjatým s pohyby nejspíše od sv. k jz., které vedly k vynoření humenského mezozoika.

## Úvod

Po ukončení hlubinného vrtu Prešov-1 v hloubce 3 010,2 m národním podnikem Nafta Gbely, závod Michalovce, byla po komplexu elektrokarotážních prací provedena seismokarotáž, dále vertikální seismické profilování a v širším okolí vrtu seismický průzkum metodou vrtní refrakce.

Úkolem vrtně-refrakčního měření bylo sledování reliéfu předtercierního podkladu v blízkém okolí vrtu. Prodloužením vrtně-refrakčních profilů k S a SV se dále mělo navázat na výsledky refrakčně-seismického profilu 12 R/75, probíhajícího sz.—jv. směrem čeloveckou depresí a pokusit se tak řešit vztah prešovské části Košické kotliny a vlastní čelovecké deprese.

Vrtem Prešov-1 se získaly poznatky, pouze do jisté míry odpovídající geologické stavbě známé z okrajů neogenní pánve. Ne zcela jasná je stratifikace spodního miocénu a dále otázka jeho vztahu k centrálně karpatskému paleogénu. Tyto problémy vyvstávají zejména v souvislosti s nedostatečnou stratigrafickou průkazností souvrství a dále v souvislosti s rozporem mezi dosavadními názory na geologickou stavbu severní části Košické kotliny i čelovecké deprese a novými geofyzikálními zjištěními. Právě tyto mění dosavadní názory, a to podstatným způsobem.

RNDr. M. Mořkovský, CSc., Geofyzika, n. p., Ječná 29a, Brno, RNDr. V. Filková, Geofyzika, n. p., Poděbradova 102, Brno

## Metodika geofyzikálního měření

Metoda vrtní refrakce je v našich podmínkách používána od r. 1964 při sledování reliéfu předterciérního podloží v neogenních pánvích. V případě vrtně-refrakčního měření na vrtu Prešov-1 byly sledovány vlny, lomené na výrazném rychlostním rozhraní, které vytváří styk sedimentů centrálně-karpatského paleogénu s povrchem karbonátů mezozoika.

Měřením se registrovalo 33 odpalovacích bodů, seřazených do profilů paprskovitě se rozbíhajících od hlubinného vrtu. Maximální vzdálenost odpalovacích bodů činila 10,7 km.

K snímání lomených vln byla zapuštěna do hlubinného vrtu sonda s horizontálně zabudovanými geofony. Sonda byla umístěna v hloubce 3 000 m, tj. 205 m pod stratigrafickou hranicí terciér — mezozoikum.

Základem pro získání parametrů, nutných k vyhodnocení metody vrtní refrakce, je seismokarotážní měření, kterým se zjišťují rychlosti šíření seismických vln.

Seismokarotážní měření na vrtu Prešov-1 obsáhlo ze tří odpalovacích bodů úsek 35—3 000 m, při čemž byly sledovány hodnoty prvních nasazení sondážního geofonu $t_s$ a časy kontrolních geofonů. Vypočítané hodnoty vertikálních časů ($t_0$), středních rychlostí ($V_{st}$) a intervalových rychlostí ($V_z$) byly graficky znázorněny v závislosti na hloubce vrtu H (obr. 2).

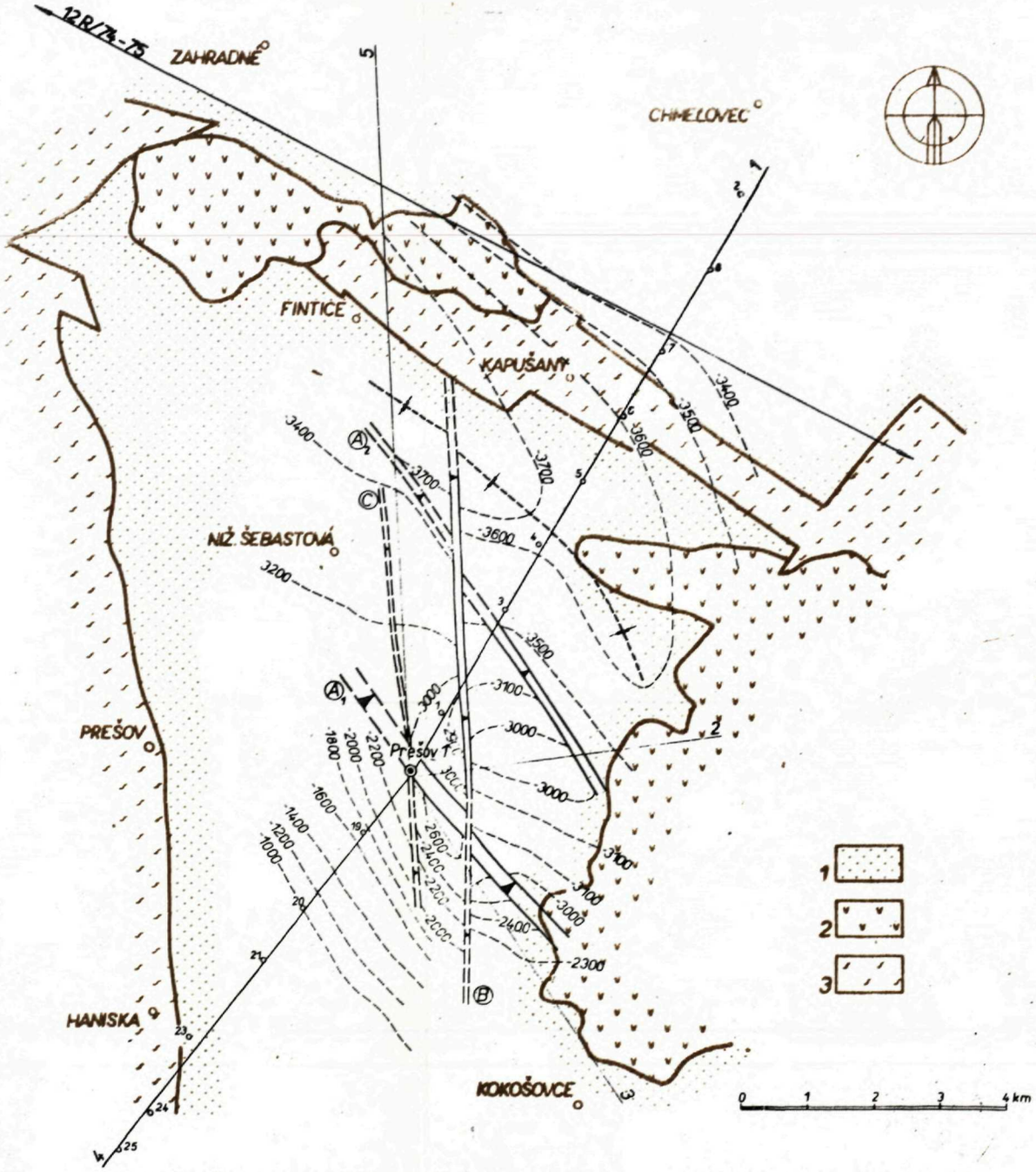
Vrstevní rychlosti $\bar{V}_v$ (H), stanovené podle průběhu vertikálních hodochron $t_0$(H), rozdělují profil vrtu na několik rychlostních celků:

| | |
|---|---|
| 30— 80 m | 2 300 m/s |
| 80— 500 m | 3 000 m/s |
| 500— 950 m | 3 350 m/s |
| 950—2 300 m | 4 200 m/s |
| 2 300—2 800 m | 3 950 m/s |

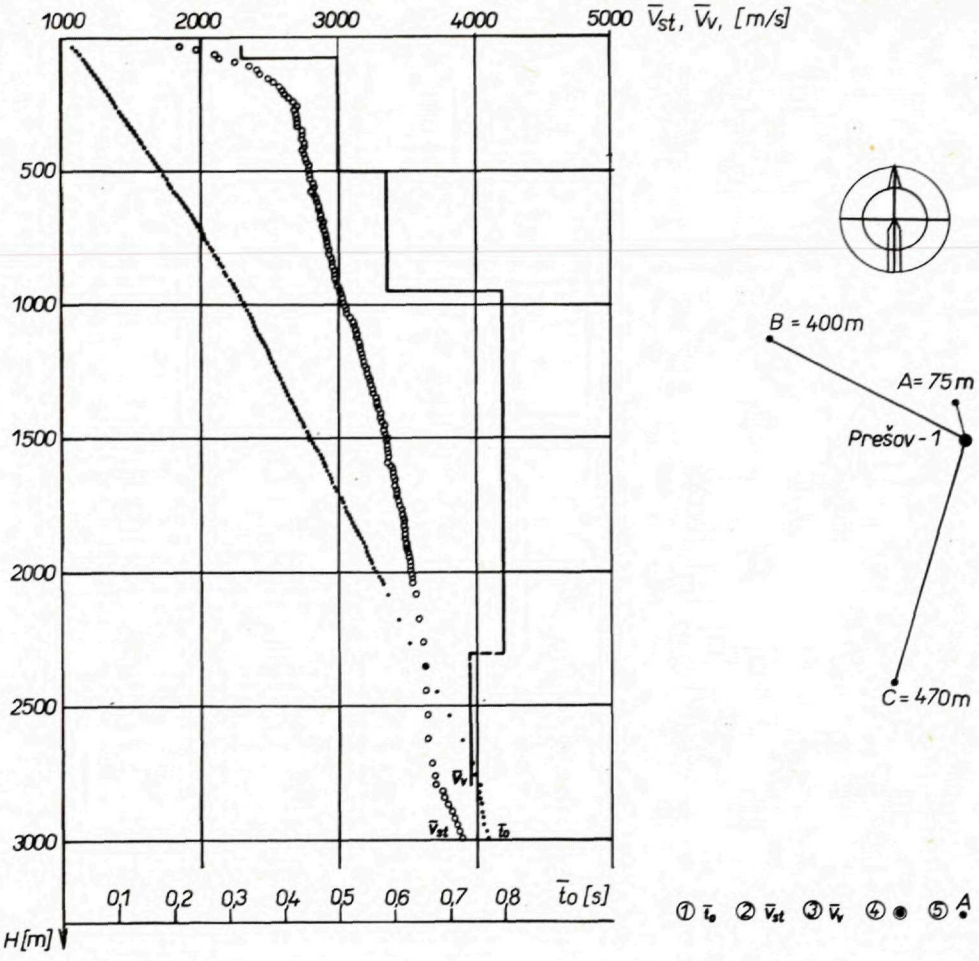
První tři rychlostní vrstvy charakterizují narůstání rychlostí v pelitických komplexech karpatu, podmíněné především zpevněním hornin směrem do hloubky. V podloží pelitického karpatu se zřetelně odlišuje souvrství bazálního karpatu, eggenburgu a oligomiocénu rychlostmi vyššími o 950 m/s. V centrálně karpatském paleogénu klesá vrstevní rychlost na 3 950 m/s. Povrch mezozoika se projevuje ostrým lomem v křivkách $t_0$(H) a výrazným zvýšením středních rychlostí. Pro vrstevní rychlost však vychází nereálně vysoká hodnota přesahující 8 000 m/s. Jde pravděpodobně o krácení měřených časů vlivem tektoniky a v interpretaci seismokarotáže nebyly tyto hodnoty brány v úvahu.

Za povšimnutí stojí i výše uvedený rozdíl mezi naměřenými hodnotami z blízkého odpalovacího bodu A a vzdálených bodů B, C, který potvrzuje zapadání vrstev v okolí vrtu k S—SZ.

Kromě tohto měření jsou v Košické kotlině k dispozici seismokarotážní údaje pouze ze tří dalších vrtů Ďurkov-1, Rozhanovce-1 a Kecerovské Pekľany-1 situovaných ve střední části Košické kotliny. Ve srovnání s těmito vrty se křivka středních rychlostí $\bar{V}_{st}$ (H) z vrtu Prešov-1 vyznačuje podstatně vyššími




obr. 1 Strukturní schéma reliefu mezozoika centralních Karpat v severní části Košické kotliny. (Povrchová geologie podle A. Matějky a kol. 1964).
1 neogén sedimentární, 2 neogenní vulkanity, 3 centrálně-karpatský paleogén. A systém prešovského zlomu B fintický východní zlom, C fintický západní zlom




obr. 2 Seismokarotážní měření na vrtu Prešov — 1
1 $t_0$ — vertikální hodochrona 2 $V_{st}$ — střední rychlost 3 $V_v$ — vrstevní rychlost 4 vrt Prešov — 1 5 bod odpalu

hodnotami vyplývajícími z vyšších vrstevních rychlostí karpatu ve svrchní části profilu a vysokých vrstevních rychlostí souvrství eggenburgu až centrálně karpatského paleogénu, která u výše jmenovaných vrtů chybí.

Pro komplex sedimentů v nadloží sledovaného rychlostního rozhraní bylo při zpracování vrtně-refrakčního měření použito křivky střední rychlosti z vrtu Prešov-1, podle níž byl sestrojen paprskový diagram pro grafickou metodu, charakterizující průběh rychlosti $V_1$.

Problematické bylo stanovení vrstevní rychlosti $V_2$, v podloží rychlostního rozhraní. Seismokarotážní měření z vrtu Prešov-1 neposkytuje o rychlostech seismických

vln v mezozoiku reálné údaje a z vrtů Ďurkov-1 a Kecerovské Pekľany-1 vycházejí vrstevní rychlosti 6 050—6 600 m/s. Hraniční rychlosti zjištěné na refrakčních seismických profilech v okolí vrtu Prešov-1 se pohybují mezi 6 350—6 400 m/s, a na refrakčním profilu 12 R/75 je hraniční rychlost odpovídající povrchu mezozoika 6 300 m/s. Vrstevní rychlosti v mezozoiku tedy nebudou konstantní, ale kolísají ve značném rozpětí v závislosti především na podílu dolomitů v karbonátovém souvrství, na porozitě hornin a výplni jejich pórů a puklin.

Při interpretaci bylo nutno zavést změnu použité rychlosti ze 6450 m/s v okolí vrtu na 6200 m/s pro oblast pokleslých ker prešovských zlomů. Takto bylo dosaženo i dobré korelace s výsledky profilu 12 R/75. Z uvedeného modelu lze usuzovat v prostoru s. od vrtu Prešov-1 na pravděpodobné přibývání vápencové složky oproti složce dolomitové.

## Geologické poměry okolí vrtu Prešov-1

Již z dřívějších prací vyplývala nejednoznačnost stratigrafického členění starších neogenních souvrství. I po paleontologickém zhodnocení jader vrtu Prešov-1 se ukázalo, že stratigrafická hodnota mikrofaunistických společenstev v podloží karpatu není valná. S výjimkou nejvyššího oddílu eggenburgu neumožňuje průkaznou podrobnější stratifikaci hlubších souvrství v rámci spodního miocénu až vyššího oligocénu. Proto jsme se soustředili na korelaci spočívající převážně na analýzách obsahů těžkých minerálů a na interpretaci elektrokarotážních měření. Takto jsme v nadloží spodního oligocénu centrálně-karpatského paleogénu vyčlenili 3 litostratigrafické oddíly.

Stratigrafický profil vrtu Prešov-1 v našem zhodnocení je následující:

510 m karpat-nadloží solinosného souvrství
590 m karpat-solinosné souvrství
940 m karpat-podloží solinosného souvrství
1 148 m karpat-bazální pískovcovo-slepencové souvrství
1 440 m ---------- zlom
1 575 m eggenburg
2 080 m oligomiocén II
2 392 m oligomiocén I
2 795 m centrálně-karpatský paleogén (spodní oligocén)
———————————— zlom
3 010,2 m mezozoikum — svrchní trias

*Mezozoikum — svrchní trias (3 010,2 m — 2 795 m)*

Jedná sa převážně o šedé až tmavošedé silně rozpukané až brekciovité, místy jílovité dolomity. Byly popsány J. Čverčkem (1975 a, 1975 b) a dále zpracovány A. Kullmanovou (1975). Podle mikrofauny je autorka řadí ke svrchnímu triasu.

Svrchní hranici karbonátů jsme stanovili podle výsledků elektrokarotážního měření a zejména podle seismokarotážních údajů. V intervalu mezi seismokarotáž-

ními záměry v hl. 2 790 m a 2 820 m směrem do podloží patrné výrazné zvýšení rychlostí elastických vln, odpovídající povrchu dolomitů. Vrtním jádrem byly dolomity ověřeny v intervalu 2 814,5—2 817 m.

V elektrokarotážním měření se projevují strmou výchylkou odporové křivky a jejími vysokými hodnotami směrem do podloží.

O vnitřní stavbě centrálních Karpat přineslo některé poznatky vertikální seismické profilování (O. Bursa 1976).

Za nejhlubší projev vnitřní stavby lze považovat komplex velmi výrazných, paralelních reflexů. Jeho povrch, při extrapolaci rychlostních poměrů vrtu Prešov-1, se nachází v hloubce 4 750 m. Komplex nevykazuje větších úkonů, jeho báze se pohybuje v hloubce okolo 6000 m.

Další výrazný horizont, zjištěný vertikálním seismickým profilováním a projevující se řadou fází, byl zjištěn v hlouce 3840 m.

K povaze těchto horizontů a jejich tektonické příslušnosti se lze vyjádřit jen stěží. Paralelnost reflexů nejhlubšího komplexu by bylo možno považovat buď za tektonicky podmíněnou (zbřidličnatění a pod.) nebo za primárně paralelní (sedimentárně) vzniklé horninové komplexy. Vyšší horizont v hloubce 3840 m lze považovat za reliéf hornin litologicky odlišných od karbonátů zastižených vrtem Prešov-1.

Vlastní povrch dolomitů v podloží centrálně-karpatského paleogénu nebyl vertikálním seismickým profilováním indikován. Toto zjištění potvrzuje dále rozvedený názor o tektonickém styku paleogénu s mezozoickými centrálně-karpatskými jednotkami na vrtu Prešov-1.

*Centrálně-karpatský paleogén — spodní oligocén (2795 m—2392 m)*

Je budován litologicky podle J. Čverčka (1975 b) tmavošedými, slabě písčitými, vrstevnatými jílovci, s polohami až 5 m mocných světlešedých jemnozrnných vápnitých pískovců. Má charakter jemně až hrubě rytmického flyše, — jeho podrobnou litologicko-petrografickou charakteristiku podal J. Magyar (1975). Po mikrofaunistické stránce se jedná o nepříliš bohatá a stratigraficky málo průkazná společenstva, která M. Holzknecht (1975) řadí k pravděpodobnému spodnímu oligocénu. Toto stáří je v souladu se zjištěním mikrofaun vyššího spodního eocénu, eventuálně až spodního oligocénu na povrchových výchozech u Hanisek (E. Benešová 1960). Tam se rovněž může jednat o stratigraficky hlubší části centrálně-karpatského paleogénu, poněvadž vyšší části — ekvivalenty souvrství, zastižené vrtem Prešov-1, pravděpodobně podlehly erozi za hiátu před neogénem a během neogenní transgrese. Dále je velmi pravděpodobné, že mocnost spodního oligocénu, alespoň jeho vyšších částí v okolí Prešova, byla kontrolována synsedimentární funkcí prešovského zlomu, o němž se zmíníme dále. Je tedy možné, že na vysokých krách se tento ukládal již primárně v redukované mocnosti. R. Jiříček (1975) uvažuje o eocenním stáří vrstevního komplexu v intervalu 2815—2680 m. Úsek 2680—1515 m klade spíše do oligocénu.

Od nadložních souvrství, která označujeme jako oligomiocén I se celý popisovaný interval liší v zastoupení staurolitu. Podle rozborů K. Freislebenové a J. Jiříčkové (1974), kterých používáme i dále, souvrství v int. 2795—2392 m, tj. spodní oligocén jej prakticky neobsahuje vůbec, zatím co ve vrtných jádrech, odebraných z nadložních komplexů, je přítomen téměř všude.
Svrchní hranici spodního oligocénu klademe shodně s J. Čverčkem (1975 b) na bázi 12 m mocného obzoru, projevujícího se v křivce zdánlivého odporu elektrokarotážního měření.

*Oligomiocén I (2392 m — 2080 m)*

Jedná se o souvrství blíže mikrobiostratigraficky neurčitelné. Značně ochuzené asociace podle I. Zapletalové (1975) nasvědčují spíše na neogenní ráz. Oproti paleogenním souvrstvím se podle J. Magyara (1975) odlišují jednak podstatně větším podílem jílovců až prachovců oproti pískovcům, dále nazelenalým odstínem a rovněž poněkud sníženou vápnitostí.

Podle elektrokarotážního diagramu, zejména křivky zdánlivého odporu, lze tento komplex rozdělit na 2 části. Hlubší komplex, v int. 2392—2235 m má obdobný charakter jako paleogenní souvrství. Mocnosti pelitických a psammitických sekvencí jsou přibližně stejné, vesměs od 4 m výše.

Proti tomu u vyššího intervalu, tj. 2235—2080 m, křivka zdánlivého odporu indikuje výrazně rychlejší oscilace sedimentačního prostředí. Jednotlivé samostatné litologické horizonty v profilu vrtu dosahují mocnosti 2—3 m, v naprosté většině však okolo jednoho až dvou metrů. Jako samostatnou část jsme celý tento oddíl vyčlenili podle obsahu těžkých minerálů. Oproti komplexu od 2080 m výše se liší podstatně sníženým obsahem apatitu a podstatně vyšším, vesměs trojnásobným, podílem zirkonu.

*Oligomiocén II (2080 m — 1575 m)*

Je budován faunisticky sterilními šedými až tmavošedými, vrstevnatými jílovci s vložkami a polohami světlešedých jemnozrnných vápnitých pískovců. Výše uvedené rozdíly mezi asociacemi těžkých minerálů oproti hlubšímu oddílu (oligomiocén I) poukazují na změnu v sedimentačním režimu pánve.

*Eggenburg (1575 m — 1148 m)*

Převažují v něm šedé až tmavošedé jílovce ve výrazném šlírovitém vývoji. V bazálních transgresivních polohách byly jádrem č. 19 (int. 1549—1554 m) dokumentovány hrubozrnné neopracované pískovce, s hojnými polozakulacenými až ostrohrannými valouny křemene. Jílovce se střídají s polohami jemnozrnných vápnitých pískovců ve vzájemně ostře oddělených sekvencích. Z jílovitých partií určila I. Zapletalová (1975) spodnomiocenní mikrofauny.

Od podložních souvrství se prokazatelný spodní miocén liší jak obsahem fauny, tak i asociací těžkých minerálů. V eggenburgu, zejména při jeho bázi, pozorujeme oproti vyšším částem komplexu oligomiocén II. podstatné přibývání granátu, zatím co obsah apatitu se výrazně snižuje.

Souvrství eggenburgu zastiženého vrtem Prešov-1 lze nejlépe srovnávat s tzv. prešovskou facií burdigalu a čeloveckou formací (A. Matějka a kol. 1964). Posledně se makrofaunou prešovské facie zabýval P. Čtyroký (1959), který potvrdil starší názory J. Švagrovského (1952) a dalších o spodnomiocenním, burdigalském stáří těchto vrstev. Fauna poukazuje na hlubší litorální, nebo neritickou zónu.

Výsledky mikropaleontologických výzkumů I. Cichy — J. Kheila (1960) v sedimentech prešovské cihelny lze korelovat s výsledky vrtu Prešov-1 v intervalu 1575—1148 m získanými I. Zapletalovou (1975). I tam se jedná o pravděpodobně spodnomiocenní společenstva bez průkazných spodnoburdigalských (eggenburgských) prvků.

Dalším členem výplně deprese, podle výsledků povrchového mapování považovaným za relativně samostatnou litofaciální jednotku, je čelovecká formace. Podle T. Budaye (1964)) leží převážně v nadloží prešovské facie eggenburgu (burdigalu). Čeloveckou formaci popsal poprvé B. Leško (1955, 1957) od Záhradného jako slínito a jílovito písčité vrstvy s lavicemi pískovců a drobnozrnných slepenců ve středních a svrchních polohách. Spodní polohy se vyznačují pestrými jíly. Typické je nahromadění slídy a rostlinné sečky na vrstevních plochách. Místy jsou známé uhelné jíly a tenké slojky hnědého uhlí.

Posledně se stářím čelovecké formace zabývali I. Cicha — J. Kheil (1960), kteří ze západní části od Tulčíku, Terně a Záhradného uvádějí spodnoburdigalské (eggenburgské) stáří vrstev a jejich časovou ekvivalenci s facií prešovské cihelny.

Směrem k V dochází zřejmě k postupnému vyslazování, až v okolí Čelovců sedimentace probíhala pravděpodobně v příbřežní oblasti, jak zjistili J. Slávik — M. Cmuntová — M. Horáková — J. Volfová (1960). Při zpracování vrtu Čelovce-1 uvádějí autoři jasnou mikrofaunistickou i litologickou hranici formace vůči podložnímu svrchnímu eocénu. Zatímco textury čelovecké formace jsou všesměrné, eocén se vyznačuje paralelními texturami a současně výrazným nástupem *Globigerina* ex. gr. *officinalis* Subb.

Vzhledem k současným problémům se stratigraficko-tektonickými poměry celé čelovecké deprese, tak jak vyplývají z výsledků geofyzikálního měření, a o nichž se zmíníme dále, uvedeme některé poznatky, které nejsou v souladu s dosavadními názory. Podle J. Slavíka (1960) asociace těžkých minerálů prešovské i čelovecké facie jsou shodné a liší se zjevně od paleogénu nižším obsahem apatitu, zvýšeným obsahem granátu a staurolitu a přítomností titanitu.

Srovnáme-li zastoupení těžkých minerálů ve vrtu Prešov-1, zjistíme, že obdobná hranice se objevuje mezi vrtními jádry v hl. 1549 m a 1600 m. Rovněž mikropaleontologická společenstva mající spodnomiocenní ráz končí v jádře v hloubce

1549—1554 m. Hlubší souvrství s výjimkou stratigraficky problematického jádra v hl. 2392—2397 m jsou prakticky sterilní. Lze tedy věrohodně souvrství prešovské cihelny a čeloveckou formaci jak z povrchových výchozů, tak i z vrtu Čelovce-1 řádově považovat za ekvivalent souvrství zastižených vrtem Prešov-1 vint. 1575—1148 m. K obdobným závěrům dospěl i R. Jiříček (1975) analyzou mocností a výskytu průkazných faun.

Problematičtěji se jeví otázka podloží čelovecké formace na vrtu Čelovce-1. Je-li uváděná svrchnoeocenní mikrofauna v jádrovém materiálu autochtonní, pak souvrství zastižená tímto vrtem od h. 395 m by stratigraficky odpovídala až hlubší části centrálně-karpatského poleogénu, vrtem Prešov-1 pravděpodobně nezastiženého.

V tom případě od vrtu Prešov-1 směrem k S do čelovecké deprese mizí více jak 800 m mocné souvrství, které pro nedostatek bližších stratigrafických údajů popisujeme jako oligomiocén I. a II. Je pravděpodobné, že tato souvrství vyplňují vlastní depresi podél prešovského zlomu (v našem pojetí), tj. směru SZ—JV. Pak se i podle litologie může jednat o ekvivalenty pískovcového souvrství ve smyslu Fr. Chmelíka (1964, 1967) nebo souvrství jílovcové litofacie, resp. přechodného flyše R. Marschalka (1966). V nadloží faunisticky prokazatelného svrchního eocénu vymezil již B. Leško (1957) faciálně odlišné a faunisticky sterilní souvrství, nejistého, snad oligocenního stáří, která mohou odpovídat již závěrečnému cyklu vývoje paleogenního bazénu.

*Karpat (1148 m — 0 m)*

Transgreduje na spodní miocén bazálním klastickým souvrstvím. Podle charakteru EK diagramu, klademe shodně s J. Magyarem (1975) bázi tohoto komplexu do hl. 1148 m, jeho svrchní hranice je v hloubce 940 m. Povrch bazálních klastik karpatu se při vertikálním seismickém profilování projevil jako výrazně odrážející seismické rozhraní. Je budován polymiktními slepenci, pískovci a jílovci. Jeho zjištění i v s. části Košické kotliny a litologické složení doložilo regionální a řádově synchronní charakter záplavy karpatu (J. Janáček, J. Čverčko, I. Zapletalová 1975). Výše, v nadloží bazálního komplexu, byly vesměs v lagunárním vývoji vyčleněny tzv. podloží solinosné formace, solinosná formace a nadloží solinosné formace ve smyslu T. Budaye (1964). Vlastní solinosná formace se projevuje při vertikálním seismickém profilování jako velmi výrazný odrážející seismický horizont v hloubce 500 m. Stratigrafické postavení a litologii těchto souvrství řešil v řadě prací J. Čverčko (posledně 1973). V poslední době celý tento komplex je označován jako prešovská série a jeho nejvyšší část — nadloží solné formace — je kladena do spodního bádenu (J. Janáček, J. Čverčko, I. Zapletalová 1975).

Vrtně-refrakční měření v širším okolí vrtu Prešov-1 přineslo řadu velmi závažných poznatků, zejména co se týče regionální stavby.

Profilem 4 — 1 (obr. č. 3) se zjistilo, že jižně od Prešova nelze styk neogenní pánve s centrálně-karpatským paleogénem přisuzovat významnějšímu poklesu, za který se tam považoval hornádský zlom.

Profil zachytil v kosém směru vlastní z. okraj Košické kotliny. Průběh rozhraní zřetelně znázorňuje reliéf podloží centrálně-karpatského paleogénu, kterým jsou karbonáty Čiernej hory. Z průběhu rozhraní vyplývá poměrně povlovný a plynulý úpad povrchu karbonátů směrem k V. Nelze ovšem tam vyloučit přítomnost dalšího zlomového poklesu směrem k V, resp. SV, ale i tak by jeho amplituda činila pouze okolo 150 m.

Profil 4 — 1 zcela jasně prokazuje, že vlastní styk neogénu s paleogénem není zlomový a že tedy v tomto pojetí zlom hornádský jako významnější porucha neexistuje. Vzhledem k tomu, že jižně Prešova nevystupuje k povrchu spodní miocén a vzhledem k reliéru podloží, domníváme se, že v z. části profilu 4 — 1 transgreduje karpat přímo na centrálně-karpatský paleogén. K povrchu tam vystupuje podloží solinosné formace a podle našeho názoru rovněž i bazální klastika karpatu. Ta se pak objevují v denudačních zbytcích i z. od dnešního okraje pánve. Vzhledem ke značné mocnosti na vrtu Prešov-1 až 200 m — a poměrně plochému reliéfu před transgresí karpatu, zřejmě zasáhla k Z dosti daleko. Tam byla klastika jako neogenní štěrky blíže neurčeného stáří popisována již dříve (J. Švagrovský 1952 a j.).

Dále, směrem k SV profil 4 — 1 probíhá systémem zlomů sj. směru vymapovaných již T. Budayem (1964) — zlom fulanský a zlom fintický. Průběh fintického zlomu byl podle vrtních údajů upřesněn J. Čverčkem (1973) a dále uváděn jako západní drienovský zlom.

Ze srovnání údajů starších solivarských vrtů zpracovaných J. Čverčkem (1973) vyplývá, že maximální amplituda poklesu na bázi solinosného souvrství je u západního fintického zlomu a činí 300 m. Západně od zlomu totiž vystupuje k povrchu již podloží solinosného souvrství, příp. bazální klastika karpatu.

Východní fintický zlom je poměrně malý, s amplitudou okolo 100 m na bázi solinosného souvrství.

Fulanský a fintické zlomy se přiklánějí ke svahu podložního hřbetu a v linii profilu splývají s vlastním zlomem porušujícím nejvýznamněji mezozoické komplexy. Nazýváme jej zlomem prešovským. Jeho amplituda, podle průběhu rychlostního rozhraní činí asi 600 m. Jedná se o významnou poruchu, která podmínila zaklesnutí a konzervaci hlubšího paleogénu a fungovala jako jedna z hlavních okrajových zlomů spodnomiocenního sedimentačního prostoru. Zlom probíhající v sz.-jv. směru považujeme za syngenetický hlavně v období sedimentace spodního oligocénu a spodního miocénu. Jedná se o vlastní systém, který tvoří jz. omezení,

spodnomiocenního sedimentačního prostoru směru SZ—JV. Důkazy pro tento názor podávají tíhová měření, podle kterých se vrt Prešov-1 nachází na jz. úbočí výrazné tíhové záporné anomálie, protažené ve směru SZ—JV a která velmi pravděpodobně odpovídá paleogennímu příkopu „karpatského" směru. Vzhledem ke značným mocnostem spodního oligocénu — alespoň 800 m — a vzhledem ke zjištěným synsedimentárním zlomům tohoto směru v Šarišské vrchovině (R. Marschalko — P. Gross 1968) považujeme je za spodnooligocenní mobilní pásmo s persistujícím zaklesáváním až do spodního miocénu. Další důkazy pro sz. směr prešovského zlomu vyplývají dále z údajů vrtně-refrakčního měření, kdy jak profil 4, tak i 3 se jednoznačně nacházejí na téže — vysoké kře.

Povrchový, sj. průběh fintických zlomů dále k S dokládá jejich genetickou nezávislost na zlomu prešovském. Je možné, že směrný ohyb uvedených zlomů u Solivaru (J. Čverčko 1968) je podmíněn jejich průchodem poruchovou zonou prešovského zlomu.

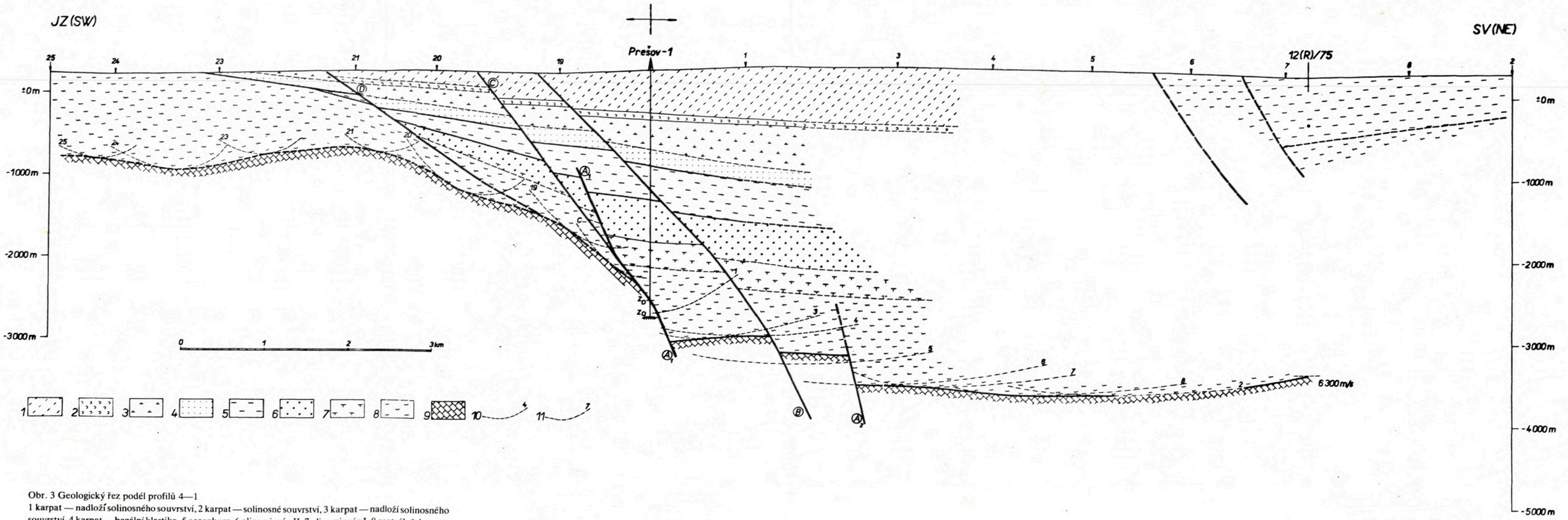
Dalším významným zjištěním je, že rychlostní rozhraní reprezentující povrch mezozoika centrálních Karpat zaklesává směrem k S a v prostoru Kapušian dosahuje hloubky asi 3800 m, u Fintic asi 3600 m. Vzhledem k současným poznatkům o povrchové stavbě jsou tyto výsledky do jisté míry překvapující, lze je však považovat ze věrohodné. Tento výrazný stavební rys mimo údajů vrtní refrakce potvrzují i výsledky staršího refrakčně seismického profilu 35 R/70. Prakticky plný souhlas s hloubkovými údaji vrtní refrakce zjišťujeme dále na refrakčním profilu 12 R/75 probíhajícím podél jižního okraje čelovecké deprese. Rozdíl v rychlostech ($V_H$ refrakčního profilu = 6200 m/s, $V_H$ vrtní refrakce 6450 m/s) lze považovat za zanedbatelný vzhledem k pravděpodobným rozdílům v litofaciálním vývoji podloží flyše. V každém případě však modelu stavby nejlépe vyhovuje fyzikální prostředí o vysokých hodnotách hraničních rychlostí, které odpovídají karbonátovým horninám. Pak v prostoru mezi drienovsko-hanušoveckou hrástí (R. Rudinec 1973) a jižním okrajem čelovecké deprese je nutno předpokládat souvislý mezozoický pokryv v podloží paleogénu. Vzhledem k malé členitosti reliéfu centrálně-karpatských mezozoických komplexů je nutno předpokládat, že tento byl zarovnán před transgresí centrálně-karpatského paleogénu.

V této souvislosti je dále významným jevem skutečné postavení kapušianské hrástě (T. Buday 1964). V případě hrásťové stavby, by se tato měla výrazně projevit na reliefu podkladu centrálně-karpatského paleogénu. Ten ve skutečnosti směrem k S výrazně zaklesává a i v prostoru j. okraje kapušianské deprese klesá.

Dále, z tíhových odvozených map (L. Matoušek — J. Odstrčil a kol. 1975) zcela jednoznačně vyplývá, že nepříliš výrazná tíhová kladná anomálie u Kapušan je západní částí kladné zóny, dále k JV probíhající přes Hermanovce, Hlinné a stáčející se do směru výchozů středního až svrchního triasu u Tovarného (E. Menčík 1963). Přímočaré omezení jz. svahu tíhově kladného pruhu Tovarné, Hlinné, Kapušany je podle našeho názoru nutno spojovat s přesmykovou zónou s pohyby od SV k JZ. Během vyššího miocénu bylo toto omezení jestě ovlivněno mladší podélnou

4

1




Obr. 3 Geologický řez podél profilů 4—1
1 karpat — nadloží solinosného souvrství, 2 karpat — solinosné souvrství, 3 karpat — nadloží solinosného souvrství, 4 karpat — bazální klastika, 5 eggenburg, 6 oligomiocén II, 7 oligomiocén I, 8 centrálně-karpatský paleogén, 9 mezozoikum centrálně-karpatské, 10 údaj vrtní refrakce při $V_2$ = 6450 m/s, 11 údaj vrtní refrakce při $V_2$ = 6200 m/s
A systém prešovského zlomu B fintický východní zlom C fintický západní zlom D fulanský zlom

poklesovou tektonikou. Detailnější členění elevační zóny mladší příčnou tektonikou směru SV—JZ je patrné na posunech vrcholových částí zóny. Vzhledem k tomu, že vztah těchto útržků k tektonické zóně je nesporný, považujeme i tzv. kapušianskou hrásť za pokračování této zóny. Pak by výchozy centrálně-karpatského paleogénu tam byly tektonickým útržkem.

J. Čverčko (1975) řeší rozpor mezi povrchovou stavbou a údaji geofyziky předběžně tak, že paleogén kapušianské hrástě pokládá za denudační zbytek směrem k J převrásněných flyšových Karpat. Toto řešení považujeme za méně výstižné.

## Závěr

Výsledky měření metodou vrtní refrakce v širším okolí vrtu Prešov-1 spolu s vlastními zjištěními vrtu přinesly řadu nových a závažných zjištění. Tato zjištění nás vedla k předložení stratigrafického profilu vrtu, sestaveného na základě prakticky veškerých dostupných materiálů.

Podle tohoto zpracování byl v neogenní výplni převrtán úplný, zlomově nekrácený profil karpatu, dále tektonicky porušená souvrství eggenburgu a souvrství faunisticky blíže neurčitelného spodního miocénu ev. vyššího oligocénu. Z centrálně-karpatského paleogénu byla vrtem zastižena, podle interpolace údajů vrtní refrakce a povrchového geologického mapování, pouze jeho vyšší část. Vrt prošel systémem prešovského zlomu sz.—jv. směru o amplitudě asi 600 m do karbonátů centrálně-karpatského mezozoika. Tento zlom je významným prvkem, který v s. části Košické kotliny ovlivnil rozšíření a mocnosti spodního oligocénu až spodního miocénu. Zlomy sj. směru vznikaly při z. okraji pánve až po uložení karpatu (svrchního helvetu) a nejsou pro stavbu pánve tak významné.

Vlastní, povrchový styk neogénu s paleogénem, dříve přisuzovaný zlomu hornádskému, je spíše transgresivní. Zlom jako významná porucha sj. směru při z. okraji neogenní pánve nebyl potvrzen.

Seismické rozhraní, tj. povrch karbonátových komplexů, indikovaných na poklesle kře prešovského zlomu v hl. okolo 3300 m, bylo možno sledovat v jeho dalším průběhu k S. Lze očekávat, že tektonické poměry v okolí vrtu Prešov-1 jsou komplikovanější a v jejich důsledku dochází k určitému zkreslování skutečného obrazu. V každém případě však generelní úpad seismického rozhraní ve směru k S a SV na profilech 1 a 5 je reálný.

Vzhledem k nápadné shodě zjištěných hloubek s údaji refrakčně-seismického profilu 12 R/75 a kvalitě seismických údajů dále vyvozujeme, že karbonátová souvrství centrálně karpatského mezozoika zastižená vrtem Prešov-1, pokračují až pod jižní okraj čelovecké deprese. Pak podle našeho názoru jako nejpřijatelnější se jeví taková koncepce stavby s. okraje neogenní pánve, která jej spojuje s tektonickou zónou sz.—jv. směru, podle níž došlo mezi karpatem a bádenem k vysunutí

hornin centrálních Karpat k JZ. Zóna je dokumentovaná mezozoickými bradly, jež lze i tam, kde nevystupují k povrchu, t. j. pod centrálně karpatským paleogénem sledovat v tíhových měřeních. Kapušianská hrásť je směrným pokračováním této linie.

Do tlače odporučil D. Vass.

## Literatúra

BENEŠOVÁ, E. 1960: Mikrobiostratigrafické hodnocení vzorků z centrálně-karpatského paleogénu v okolí Prešova. Geofond, Praha.

BERÁNEK, B. — ZOUNKOVÁ, M. 1965: A method of Bore Refraction, Geofyzikální sborník, 199, Nakl. Čs. Adad. Věd, Praha.

BUDAY, T. 1964: in Matějka A. a kol. 1974.

BUDAY, T. a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II, Západní Karpaty 2, Nakl. Čs. Akad. Věd, Praha.

BURSA, O. 1976: Vertikální seismické profilování na hlubinném vrtu Prešov-1. Geofond, Bratislava.

CICHA, I., KHEIL, J. 1960: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogenní oblasti. Sborník Ústř. Úst. geol., 27, paleontolog., Čs. Akad. Věd, Praha.

ČTYROKÝ, P. 1959: Předběžná zpráva o makropaleontologickém výzkumu v neogénu východního Slovenska. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1958. Čs. Akad. Věd, Praha.

ČVERČKO, J. 1968: Výsledky geologického výskumu v neogéne Košickoprešovskej kotliny so zreteľom k problémom prieskumu živíc. Rigorózna práca, Geofond, Bratislava.

ČVERČKO, J. 1973: Záverečná správa. Úloha: Plytký a stredne-hlboký štruktúrny prieskum Košickoprešovskej kotliny. Geofond, Bratislava.

ČVERČKO, J. 1975 a: Litologické popisy jadier vrtu Prešov-1. Geofond, Bratislava.

ČVERČKO, J. 1975b: Predbežná správa o výsledkoch hĺbokého štruktúrneho vrtu Prešov-1. Geofond, Bratislava.

ČVERČKO, J. — ĎURICA, D. 1972: Perspektívy vyhľadávania živíc v severnej časti Košickej kotliny. Geologický průzkum, 14, 4.

FREISLEBENOVÁ, K. — JIŘIČKOVÁ, J. 1974: Vyhodnocení těžkých minerálů z jader vrtu Prešov-1. Archív Ústř. laboratoři mor. naftových dolů n. p., Hodonín.

HOLZKNECHT, M. 1975: Mikropaleontologické zhodnocení jader vrtu Prešov-1, Archív Nafta n. p., Gbely.

CHMELÍK, F. 1964: in Matějka A. a kol. 1964.

CHMELÍK, F. 1967: in Buday T. a kol. 1967.

JANÁČEK, J. — ČVERČKO, J. — ZAPLETALOVÁ, I. 1975: Nová zjištění o stratigrafii, tektonice a vývoji hlubšího miocénu v Košické kotlině s poznámkami k problémům výzkumu živíc. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

JIŘÍČEK, R. 1975: Stratigrafie neogénu prešovské oblasti. Archív n. p. Nagta, Gbely.

KULLMANOVÁ, A. 1975: Litologicko-petrografické vyhodnotenie mezozoického podložia v hĺbinnom vrte Prešov-1. Geofond, Bratislava.

LEŠKO, B. 1955: Centrálno-karpatský paleogén severne a severovýchodne od Prešova. Geol. Práce, Správy 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LEŠKO, B. 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. Práce, Zošit 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAGYAR, J. 1975: Výsledky litologicko-petrografického štúdia terciérnych hornín vo vrte Prešov-1. Geofond, Bratislava.
MARSCHALKO, R. 1960: Zpráva k zostaveniu geologickej mapy na liste Košice za r. 1959. Geofond, Bratislava.
MARSCHALKO, R. — SAMUEL, O. 1960: Predbežná zpráva o nálezoch oligocénu v poleogéne centrálnych Karpát. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská hornatina). Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra.
MARSCHALKO, R. — GROSS, P. 1968: Identifizierung der Bruchtektonik im östlichen zentralkarpatischen Paläogen (Das Gebirge Levočské pohorie u Šarišské hory). Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štura, Bratislava.
MATĚJKA, A. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200000, list Zborov-Košice, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MATOUŠEK, L — ODSTRČIL, J. — JUST, P. — MOŘKOVSKÝ, M. — LUKÁŠOVÁ, R. 1975: Tíhový průzkum ve vychodoslovenském flyši, oblast Prešov. Výroční zpráva Geofyziky n. p. za r. 1974. Geofond, Bratislava.
MENČÍK, E. 1963: Geologické zhodnocení gravimetrických a magnetických měření v karpatskem flyši na v. Slovensku. Geofond, Bratislava.
RUDINEC, R. 1973: Vzťah neogénnej výplne a predneogénneho podložia v centrálnej a severnej časti Košicko-prešovskej kotliny. Geofond, Bratislava.
SLÁVIK, J. 1960: Sedimentátně-petrografický výzkum sedimentů staršího miocénu mezi Prešovem a Vranovem (burdigal, svrchní helvet). Geofond, Bratislava.
SLÁVIK, J. — CMUNTOVÁ, M. — HORÁKOVÁ, M. — VOLFOVÁ, J. 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce-1. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ŠVAGROVSKÝ, J. 1952: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. Geol. Zborník 3, 3,4, Slov. Akad. Vied, Bratislava.
ZAPLETALOVÁ, I. 1975: Mikropaleontologické zhodnocení jader vrtu Prešov-1. Archív n. p. Nafta, Gbely.

M. Mořkovský — V. Filková

## New information about geology of the Košická kotlina depression around Prešov

Summary of the Czech text

The accomplishment of the borehole Prešov-1 at the depth of 3010,2 m and a complex of electrical well logs were followed by well velocities shooting, vertical seismic profiling, and by seismical exploration by the method of refraction seismic in hole usually applied location of reefs in a broader area.

Morphology of the Central-Carpathian Mesozoic representing the velocity boundary in the basement of the Neogene, and of the Central-Carpathian Paleogene is controlled by the NW-SE Prešov line. Besides less significant NS faults neither the Hornád fault was proved although formerly referred to as a significant tectonic line.

Stratigraphy of the drill hole Prešov-1 is revised, presented in full extent in the Czech text.

Geologické práce, Správy 70 • str. 197—236 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Dionýz Vass

# World Neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976)

7 text-figures, Slovak summary

In the stratigraphy beside the classic biostratigraphic methods are in the present time introduced the modern physical methods. The most progressive are isotopic and palaeomagnetic methods.

The Neogene time interval firstly was calibrated by isotopic ages in the Phanerozoic time-scale. In this scale 62 radiomatric dates concern the Neogene, but only 7 concern the marine Neogene. (Funnel in Harland et al 1964). Later Selli presented (on IV$^{th}$ CMNS Congress, Bologna 1967 published in 1970) a new Neogene radiometric time-scale using 32 isotopic ages of the rocks, majority of them have some relation to marine deposits and to their biostratigraphy. Then Neogene radiometric time-scale became rather frequented in geologic literature. Several versions of Neogene time-scale Berggren has published (1969a, b, 1971, 1972 with Van Couvering 1974). All Berggren's scales except the first (1969a) are strongly influenced by Turner's (1970) radiometric scale of California Neogene. Other authors contributing to the problem: Bandy and Ingle 1970, Everden and Everden 1970, Page and McDougall 1970, Ikebe et al. 1972, Van Couvering 1972, Odin 1973. Majority of them accept in the grand lines the Berggren's scales of 1969b.

The disproportions in Berggren's scale were firstly pointed out in the papers dealing with radiometric ages of Paratethys Neogene (Vass et al. 1970, 1971, Bagdasarjan and Vass 1971, on V$^{th}$ Congress of RCMNS in Lyon, published in 1975; Rubinstein and Gabunia 1977) further by Ryan et al. (1974), Thayer and Hemmond (1974).

The lack of uniform Neogene radiometric time-scale was the main impulse for this attempt to establish a new radiometric time-scale convenient for both: World Neogene and Paratethys Neogene.

RNDr. D. Vass, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

## Collecting of basical data and their characteristics

In collecting radiometric ages for Neogene rocks, whose number markedly increased during the last decade, the greatest attention was paid to radiometric ages reliably controlled by biostratigraphy. The data were collected according to the following criteria:

1. Preferred were radiometric ages of rocks from marine Neogene sequences. Their biostratigraphical classification was based on planktonic foraminifers and/or calcareous nannoflora.

2. Where the benthic stratigraphical markers or benthos associations were correlable with planktonic and nannoplanktonic standard zones, also radiometric ages of rocks dated biostratigraphically by means of marine benthos organisms were accepted.

3. Radiometric ages without direct biostratigraphical control were accepted when the rocks dated are in definable relation to geological events that are biostratigraphically controlled (folding, volcanism, a. o.).

Most radiometeric ages were determined by K-Ar method. On fossil corals H/U method was applied. Granodiorite rocks and their derivatives from Elba were dated by both the K-Ar and Rb-Sr methods. Some radiometric ages were abtained by fission track method (Tables 1—6). Mostly volcanic rocks were dated: lava flows, tuffs, volcanic grasses, and some magmatic rocks.

In K-Ar method, isotopic analysis was made either on the entire rock or on separated minerals (predominantly biotite and plagioclase, and also amphibole and other minerals). Some radiometric ages resulted from dating of fossil corals, volcanic glass and glauconite.

Some authors mean that volcanic glass cannot offer reliable radiometric ages in K-Ar method. For example, Turner 1970, p. 110—111 presents cases of inconvenience and unreliableness of volcanic glass for radiometric dating by K-Ar method. According to literature also glauconite gives either too young or too old ages. Some authors therefore object to ages resulting from dating of glauconites (Dalrymple and Lamphere 1969, Miller and Van Couvering 1972); glauconite ages are ignored by Berggren in compiling his radiometric scales; as well as by Ryan et al. (1974). The ages also proved inapplicable at compiling the radiometric time scale of the Paratethyd Neogene (Vass and Slávik 1975, Vass et al. 1975).

Among basical data in the scale, only 8 are radiometric ages of glauconite and 6 of volcanic glass. These are reliably controlled by biostratigraphy. Basing upon a supposition about posible errors in both the negative and the positive senses, we have included these ages — as ages of the second order reliability — into statistical calculation of radiometric ages of boundaries among Miocene stages. Check calculations showed no influence of these ages upon the boundaries calculated.

They, however, cannot be used for detailed radiometrical celibration of the Neogene. The same concerns many radiometric ages of volcanic rocks. For various reasons, and especially because of difficulties in exact biostratigraphical correlation, some volcanic rocks are regerded as rocks of the second order reliability.

Geochronological laboratories use different constants in calculating radiometric ages by K-Ar method. Then, of course, the resulting ages are different as well. Most western laboratories (U. S. A., France, England, Australia, Japan, Italy) use the following constants:

$\lambda_k = 0{,}584 \times 10^{-10}\ y^{-1}$

$\lambda_\beta = 0{,}72 \times 10^{-10}\ y^{-1}$

Laboratories of geochronology in West Germany use these constants:

$\lambda = 5{,}32 \times 10^{-10}\ y^{-1}$ $\qquad$ $R = 0{,}123$

Difference in the calculated age is small (about + 1 %).

In the U. S. S. R., laboratories of geochronology use these constants:

$\lambda_k = 0{,}557 \times 10^{-10}\ y^{-1}$

$\lambda_\beta = 0{,}72 \times 10^{-10}\ y^{-1}$

Difference between the age calculated and the first constants is +5 — +6 %.

Without respect to which constants are more exact and more proper, all ages used for the time scale were recalculated by western constants, since most basical data for the Neogene scale were calculated by these constants.

## Statistical procedure (after J. Šefara)

From various point of view it turns out that the values of radiometric datings are random variables and, therefore, they have certain laws of probability distribution. As measured data, given in form of mean value and its quadratic deviation, they are subject to the law of normal probability distribution. According to biostratigraphic data, the rock samples and then, also, their radiometric ages, are associated with a specific geologic period. From this point of view, they are subject to the law of uniform probability distribution. One interval of uniform probality is always one geologic period.

If we suppose that, according to biostratigraphic determination, the values of radiometric datings are ordered with complete certainty, then, the uncertainty of the determination of the baoundary of two geologic periods is caused only by the uncertainty in the measurement of values of radiometric datings. It turns out as optimum to choose for the boundary the criterion following from the law of probability distribution of measured quantities:

Probability (P) that measured data of the younger of two adjoining periods (M) are greater than the boundary between them (H) is equal to the probality (P) that the measured data of the older period (S) are smaller than the boundary (H)

$P\{M > H\} = P\{ç < H\}$.

Since the average deviations are sometimes considerable enough, we use in practical calculation instead of the classical formula for probability, derived from the frequence of events the formula, where the number of events is replaced by the sum of their probabilities (determined from the law of normal probability distribution)

$$P = \frac{\Sigma\ Pi}{n}$$

where is the number of measurement in the geologic period under consideration and Pi is the probability of one value.

**Radiometric time scale of Neogene**

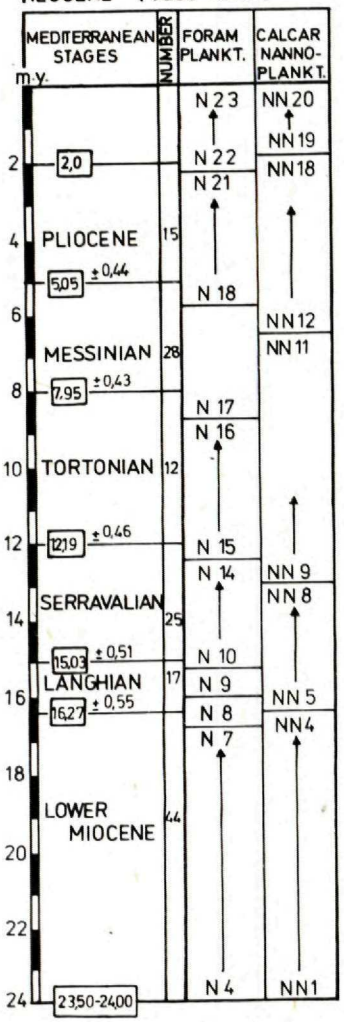
Notes on radiometrically calibrated boundaries among stages (superstages) of the time scale, and on the radiometric ages respectively

Radiometric time scale of the Neogene (Fig. 1 — left column) was compiled, applying 159 radiometric ages from various parts of the world. Quality of the radiometric ages is different, as regards compilation of the time scale. This is why our basical data, i. e. radiometric ages were divided into three groups according to their quality and reliability:

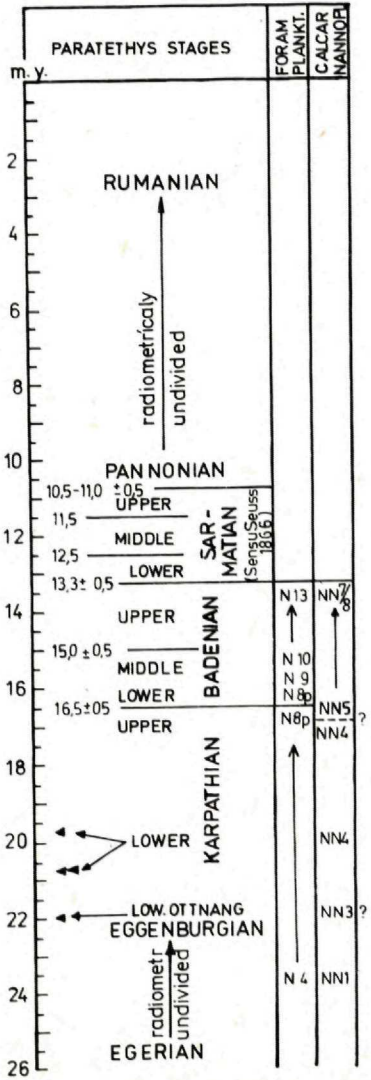
In the first group are ages of the first order reliability. The ages resulted from dating of volcanic rocks or minerals separated from volcanic rocks Nothing can be objected against convenience of these rocks or minerals for radiometric dating. Besides that, the rocks and minerals are reliably biostratigraphically controlled.
The second group comprises ages of partially limited first order reliability. These ages resulted from dating of rocks with only partial biostratigraphical control (they should be older or younger than the respective biostratigraphic zone), or with too broad, inexact biostratigraphical control, but the span of biostratigraphical definition and its inexactness do not surpass the scope of a biostratigraphic stage or superstage (in case of the Lower Miocene). The category comprises a case of ages where it was not certain whether Ar had not escaped from the rocks because of weathering and whether their real age is not lower then the radiometric age obtained (volcanites from Barqueros, Spain).

In the third group are ages of the second order reliability. Besides 6 ages of volcanic glass and 8 ages of glauconite there are other 82 ages. The main shortcoming of these ages is inexact or uncertain biostratigraphical control of the rocks dated. The control surpasses the scope of one biostratigraphical stage. In ages of corals are great differences in groups of datings from the same biostratigraphical horizon, and analytical error is too great as well. In one case, the radiometric age lacks paleontological evidence of biostratigraphic age in original publication (basalts of Egypt).

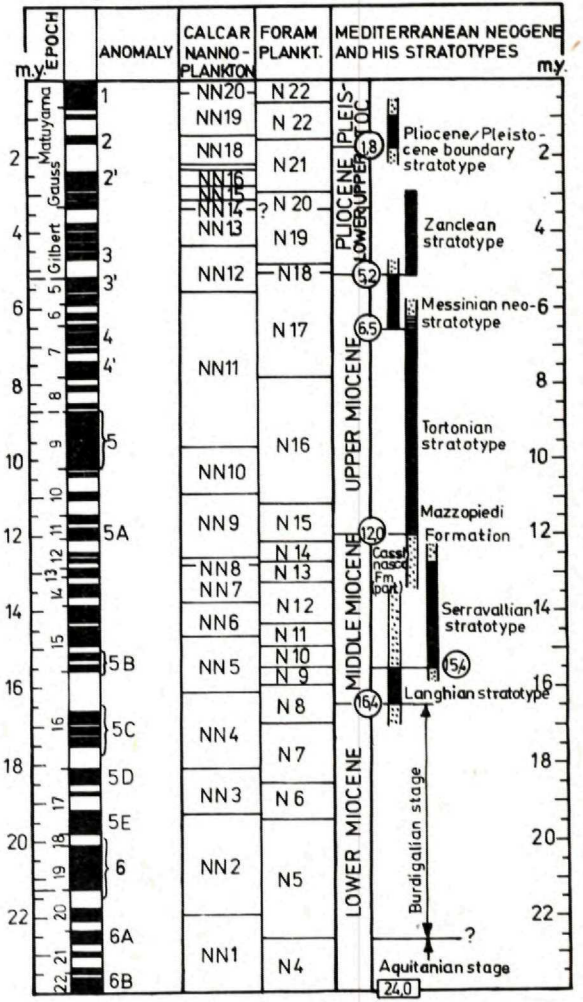
RADIOMETRIC TIME-SCALE OF THE NEOGENE (Vass 1975)




RADIOMETRIC TIME-SCALE OF THE PARATETHYS NEOGENE (Vass 1976)




PALEOMAGNETIC ASSIGNMENT OF NEOGENE STAGE BOUNDARIES (Ryan, Cita, Dreyfus Rawson, Bruckle, Satto 1974)



Of the total 159 ages, 40 are included in the first group (first order reliability), 23 ages are in the second group (limited first order reliability), 96 ages are in the third group (second order reliability, cf. Tab. 7.).

## Lower Miocene

In this paper, the chronmostratigraphical interval corresponding to the Lower Miocene is the interval between the base ofthe zone N 4 and the lower part of the zone N 8 includingly (standard planktonic zones), and between the base of the zone NN 1 and the boundary of the zones NN 4/NN 5; or the biostratigraphical roof is running in the upper part of the zone NN 4 (standard zonation according to calcareous nannoplankton). Thus defined Lower Miocene in the radiometric scale corresponds to the interval between $16.27 \pm 0.55$ (rounded 16.5 m. y.) and 24.0 m. y.

Radiometric age of the lower boundary of the Lower Miocene and consequently, of the Neogene generally was not determined on the base of statistic procedure. In fact, Oligocene radiometric ages were not collected. But we accept the radiometric age 23.5—24.0 m. y. suggested by Theyer and Hammond (1974, p. 490—491) and Rhyan et al. (1974, fig. 6, p. 655) for the base of the Neogene. Some available radiometric ages of volcanic rocks from the Upper Oligocene of Australia (25.0, 26,5, 26.5, 26.9 m. y., Abele and Page 1974, p. 145—147—148); from the Oligocene of Sardinia (about 28 m. y. — Anglada, oral comunication) are not in contradiction to the accepted radiometric age of the Miocene basis.

Radiometric age of the roof of the Lower Miocene — 16,27 m. y. was determined on the basis of 47 ages concerning the Lower Miocene proper and other 25 ages concerning the Langhian.

Reliability of all 47 radiometric ages is not equal (Tab. 1, Fig. 2). Reliability of almost a half of them (22 radiometric ages) is of the second order. They may be only used for radiometric definition of the Lower Miocene as a superstage, but they cannot be used for radiometric calibration of stages within the Lower Miocene. The ages either have too broad biostratigraphical control, or their correlation with standard planktonic zones is not uniform, neither stable (but difficulties in correlation do not surpas the Lower Miocene). For this reason it was impossible to define radiometrically the stages of the Lower Miocene respectively. Ten radiometric ages of the Lower Miocene are of the first order reliability.

## Radiometric ages of Lower Miocene — first order reliability

Most reliable ages of the Lower Miocene are the ages of basalts Maude of Australia: 16/69 — 9a to 20/69 — 5665:20.9 — 21.8 m. y.). Basalts in regional biostratigraphical scale are a component of the Lower Langfordian and may be correlated with standard planktonic zones N 5 — N 7 (Abele and Page 1974, p. 143—145, Tab. 1).

Review of fundamental radiometric ages of lower Miocene

Tab. 1

| Sample | Prevenance | Biostrat. age (stage) | Correlation | | Petrologic designation of sample |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Plankton | Nanno | |
| 43/KA 2150R<br>42/KA 2120<br>41/KA 2119<br>40/KA 2147R | California | Upp. Saucesian | N7—N8(?) | | Andesite (plagiocl.)<br>Rhyol. tuff (plagiocl.)<br>Rhyol. tuff (plagiocl.)<br>basalt (W. R.) |
| 28/655A<br>29/821A<br>30/821B<br>31/821C<br>32/458A<br>33/458B<br>34/546A<br>35/547A<br>36/547B | Florida | | N7—N8 | | corals |
| 22/1<br>23/2<br>24/3<br>25/4<br>26/5<br>27/6 | New Zealand | Avamoan | N7p—N8p | NN4 | andesite (W. R.)<br>andesite (W. R.)<br>andesite (W. R.)<br>andesite (W. R.)<br>andesite (plagioclase)<br>andesite (plagioclase) |
| 21 | New Zealand | Altonian | N7—N8 | | glauconite |
| 16/69-9a<br>17/69-9b<br>18/69-10<br>20/69-5665<br>19/69-5663 | Australia | Early Langrordian | N5—N7 | | basalts (W. R.) |
| 146a/G 385<br>146/G 385 | France | Burdigalian | N5—N7 | | glauconite |
| 15 | New Zealand | Hutchinsonian | N7< | | glauconite |
| 14a<br>14 | Italy | Burdigalian | N7 | | glauconite |
| 149/M5<br>148/M1a | Hungary | Karpathian | N8< | NN4 | dacite (biotite)<br>tuff (biotite) |
| 13/AV-2 | Slovakia (ČSSR) | Karpathian | N8< | NN4 | volc. glassy ash (W. R.) |
| 12/AV-24 | Slovakia (ČSSR) | Low. Ottnangian | N5—N7 ? | NN3 (?) | rhyolite tuff (W. R.) |
| 54 | New Zealand | Otaian-Awomoan | N4—N8p | | andesite |
| 11a<br>5/KA 2114<br>4/KA 2966<br>6/KA 2115<br>7/KA 2175<br>11/KA 1232 R<br>9/KA 2130<br>10/KA 2131<br>8/KA 2129<br>3/KA 2162 | California | Low. Saucesian (appr. Zemorrian, Saucesian Boundary) | N4 upp. or N4p—N5p | NN 1 upp. p. | basalt (plagioclase)<br>dacite (plagioclase)<br>dacide (biotite)<br>dacite aglomer. (plagiocl.)<br>dacite aglomer. (plagiocl.)<br>dacite aglomer. (plagiocl.)<br>dacite aglomer. (plagiocl.)<br>dacite aglomer. (plagiocl.)<br>dacite aglomer. (plagiocl.)<br>dacite aglomer. (plagiocl.) |
| 2 | Italy | Aqutaniano | N3/N4 | NN 1 | volc. glassy shards |
| 1 | Egypt | Oligocene/Miocene | N3/N4 ? | | basalt |

12 1st order reliability
17 1st order reliability restricted
18 2nd order reliability

47 total

Tab. 1

| Method | Analyst | Radiom. age m. y. | Reliability | Note |
|---|---|---|---|---|
| K-Ar | Turner | 16,2 ± 2,4<br>16,1 ± 0,6<br>16,8 ± 0,5<br>17,0 ± 1,2 | 1st × order<br>2nd order | Difficulties in correlation with stand. plankt. zones |
| He/U | Bender | 15,8<br>16,2<br>16,2<br>17,8<br>16,5<br>15,6<br>17,2<br>14,1<br>15,6 | 2nd order | Large difference inside the group |
| K-Ar | Obradovich | 16,3 ± 0,5<br>16,6 ± 0,7<br>16,6 ± 0,7<br>17,0 ± 0,8<br>17,4 ± 1,3<br>16,6 ± 1,1 | 1st order | |
| K-Ar | Stipp | 15,2 | 2nd order | Glauconite was dated |
| K-Ar | Abele-Page | 21,5 ± 0,3<br>21,8 ± 0,4<br>21,6 ± 0,4<br>20,9 ± 0,3<br>21,2 ± 2,4 | 1st order | |
| K-Ar | Odin | 19,3 ± 1,3<br>19,7 ± 1,3 | 2nd order | Glauconite was dated |
| K-Ar | Kulp | 16,0 ± 2,0 | 2nd order | Glauconite was dated |
| K-Ar | Odin | 22,0 ± 2,0<br>25,0 ± 3,0 | 2nd order | Glauconite was dated |
| K-Ar | Balogh | 19,4 ± 1,3<br>20,7 ± 3,2 | 1st<br>1st × 2nd ord. | Larg. anal. error |
| K-Ar | Bagdasarjan | 20,7 ± 1,7 | 1st × 2nd ord. | Glassy ash was dated |
| K-Ar | Bagdasarjan | 21,9 | 1st × 2nd ord. | Indirect biostr. correlation |
| K-Ar | Stipp | 16,1 ± 0,27 | 2nd order | Large biostr. correlation |
| K-Ar | Everden<br><br><br><br>Turner | 24,1 ± 1,2<br>21,5 ± 0,6<br>21,8 ± 0,7<br>21,9 ± 0,7<br>22,3 ± 0,7<br>23,1 ± 0,7<br>22,6 ± 1,2<br>22,8 ± 1,1<br>24,3 ± 1,3<br>24,6 ± 2,9 | 1st ×<br>2nd order | Difficulties in correlation with stand. plankt. Zones |
| K-Ar | Dymond | 23,3 | 2nd order | volc. glass was dated |
| K-Ar | Afanasiev | 23,8 ± 1,0 | 2nd order | in original paper proves of biostraphical ages is missing |

× 1st order reliability for large scale division of Miocene bat 2nd order for fine division of Lower Miocene
W. R. whole rock was dated
< older

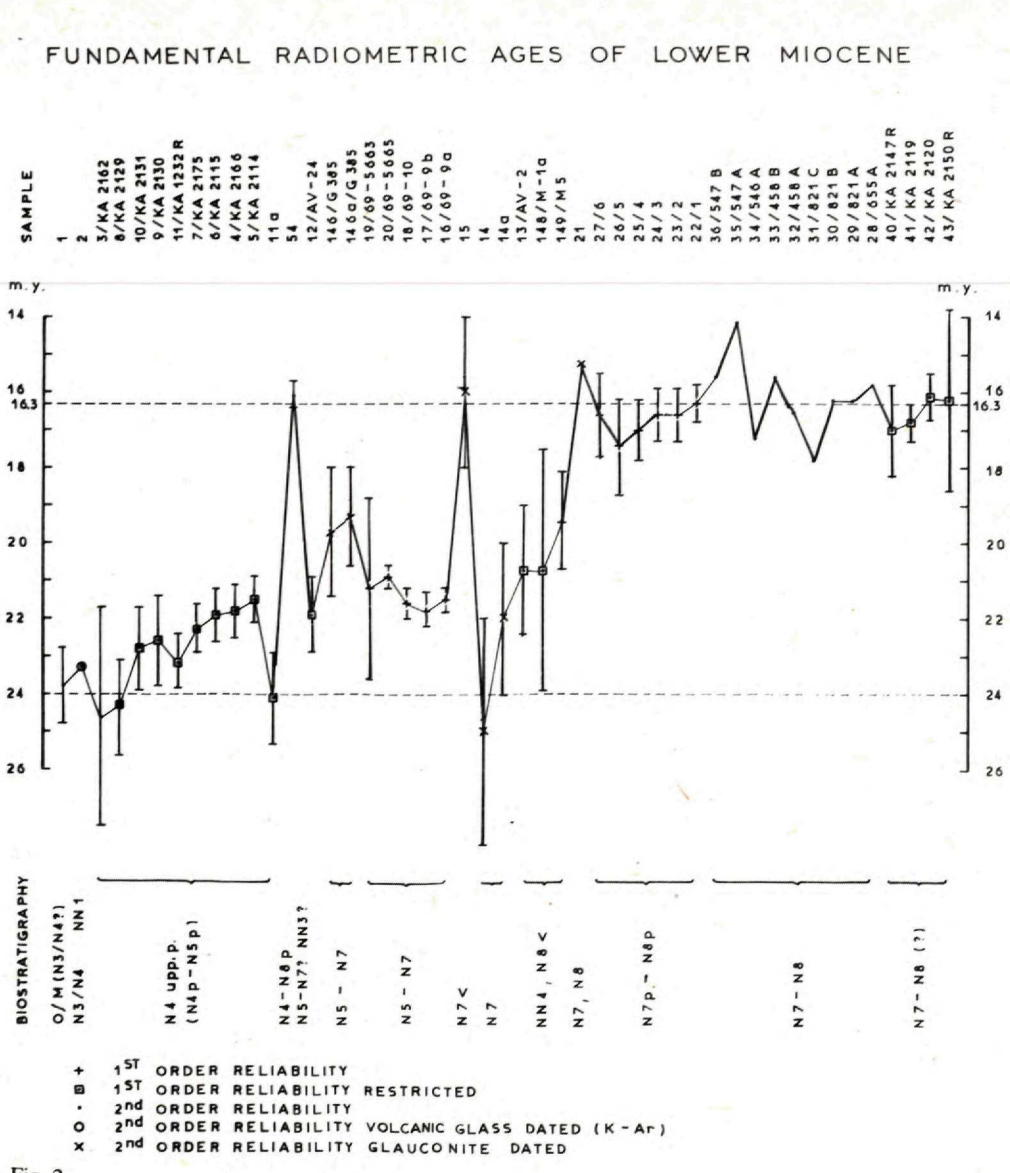



Fig. 2

Radiometric age 149/M 5:19,4 ± 1,3 m. y. is the age of biotites from dacite from Karpatian marine beds in Northern Hungary with the species *Globigerinoides sicanus* missing. That means the beds are older than Zone 8. Present is calcaeons nannoflora of Zone NN 4.

Radiometric ages 22/1 — 27/6:16.3 — 17.4 m. y., (the average age 16.8 m. y.) are ages of andesite MURIWAI of New Zealand. The andesites dated are equivalent to the local stage Avomoan and the time of their origin may be correlated with the

boundary of standard planktonic zones N7/N8 (or with the upper part of the zone N7 and the lower part of the zone N8), and with nannoplanktonic zone NN4 (Bandy et al. 1970, pp. 989, 989). It is to be noticed that there is a too great difference between ages from New Zealand (aver. 16.8 m. y.) and from Hungary (19.4 m. y.), althoug biostratigraphic ages of the rocks dated are close to one another (zone NN4). There is still some difference between them: whereas in the associated fauna of andesites MURIWAI are forms related with *Globigerinoides sicanus*, the species is absent in the North-Hungarian and South-Slovakian Karpatian.

Radiometric ages of Lower Miocene — partially limited first order reliability

This group comprises ages from the Lower Miocene of California and three Lower Miocene ages from Central Paratethys.

Radiometric ages 3/KA 2162 — 11/KA 1232 R, and the ages 11a (21.5 — 24.6 m. y. aver. 22.9 m. y.) are ages of volcanic rocks occurring in the Upper Zemorrian and Lower Saucesian (Turner 1970, pp. 97—101). There are differences in interpretations of correlation of the Zemorrian/Saucesian boundary with standard planktonic zones. The boundary should correspond to the boundary between zones N3/N4 (Berggren 1969, p. 1073, Tab. 2; 1972, fig. 4, p. 202) or it should run in the upper part of the zone N4 (Berggren and Van Couvering 1974, p. 1). According to Hornaday (1972 ex Abele and Page 1974, p. 146) the roof of Zemorrian corresponds to the roof of Zone *Globorotalia kugleri* i. e. Zone N4 (cf. also Bandy and Ingle 1970, p. 140—141).

It seems doubtless that the Zemorian (Saucesian boundary is within the Lower Miocene, it is only questionable whether at the base or higher; and this compromites the radiometric ages of rocks from the area of the Zemorrian/Saucesian boundary. Thus the radiometric ages become auxiliary data and cannot be used for the internal division of the Lower Miocene. These ages then cannot be accepted as a unambiguous indicator of the Lower Miocene base (as it is in the Neogene radiometric time scales by Berggren, except the last scale in the appendix of Berggren and Van Couvering's work, 1974, p. 160, fig. 15).

Radiometric age 12/AV — 24:21.9 m. y. is doubtlessly the age of a Lower Miocene rock. It comes from a continental formation of the Lower Ottnangian, situated among marine beds with macrofauna of Burdigalian type (Eggenburgian) and marine beds of the Lower Karpatian (Vass et al. 1971, p. 332). Correlation with zones N5-N7 is indirect, and not quite exact.

Radiometric age 13/AV-2: $20.7 \pm 1.7$ m. y. is the age of vitreous tuff from the Lower Karpatian of South Slovakia (the same what was said about the age 149/M5 also concerns its correlation and the correlation of the next age). Reliability of dating is compromited by the vitreous character of the rock dated.

Radiometric age 148/M 1a: $20.7 \pm 3.2$ m. y. is the age of tuff from the Lower

Karpatian of North Hungary. Its analytical error is too great (± 3.2 m. y.). It should be noticed that both last ages concerning the Lower Karpathian are too old with respect to the ages of the MURIWAI andesites.

Radiometric ages 40/KA 2147 — 43/KA 2150 R; 16.1 — 17.0 m. y., aver. 16.5 m. y.) are ages of volcanic rocks biostratigraphically correlated with the Upper Saucesian (Turner 1970, p. 105). According to Bandy and Ingle (1970, p. 157, fig. 2), the Upper Saucesian corresponds to the lower part of the Bolli's Zone *Globigerinatella insueta* (which is approximately zone N7 of the standard planktonic correlation by Blow) or to the upper part of Zone N6 (Berggren 1969, Tab. 2), or to Zone N7 — N8 (Berggren 1972, fig. 4), or N7 (Berggren and Van Couvering 1974, fig. 1).

Uncertainty in correlation with standard planktonic zonation disqualifies the ages so that they cannot be used as basical data for the internal division of the Lower Miocene, whereas they can be used for definition of the Lower Miocene generally.

## Radiometric ages of Lower Miocene — second order reliability

As mentioned above, this group includes almost a half of all radiometric ages (22) used for the Lower Miocene radiometric calibration.

Radiometric age 1:23.8 ± m. y. is the age of basalt from North Egypt. It is on the Oligocene/Miocene boundary (Afanasiev et al. 1963, p. 8). Reliability of the age is not enough satisfied because we cannot estimate quality of biostratigraphical correlation, since exact faunistic data are missing in the work quoted.

Radiometric age 2:23.3 m. y. is completely evidenced biostratigraphically. The rock dated is somewhere above the first appearance of the genus Globigerinoides in the Italian „Aquitaniano" (Selli 1970, p. 55). Regretfully, quality of the material dated (volcanic glass) causes lower reliability of the age.

Radiometric age 54: 16.1 ± 0.27 m. y. is the age of andesite from New Zealand, correlated with the Otaian — Avomoan stages (Stipp in Bandy et al. 1970, p. 989). It should correspond to standard zones N4 — N8 p. This is too broad biostratigraphical correlation. This age is most likely radiometric age of a rock in the upper part of the stratigraphical range mentioned. But direct evidence is missing. Besides that, this age is too young in relation to most Lower Miocene radiometric ages; and it is also younger than statistic radiometric age of the roof of the Lower Miocene.

The category of second-order ages comprises all glauconite ages. From six ages three are within the radiometric definition, but two of them (146: 19.7 ± 1.3 m. y. and 146a: 19.3 ± 1.3 m. y.) (Alvinerie et al. 1974, pp. 162—163) are by more than 2 m. y. younger than the third one (14a:22 m. y.) which is biostratigraphically coeval with them or even younger.

One of glauconite ages (14:25 m. y., Odin, written information 1974), biostratigraphically identic with the age 14a is older than radiometrically defined

Review of fundamental radiometric ages of Langnian Tab. 2

| Sample | Provenance | Biostrat. age (stage) | Correlation | | Petrologic designation of sample |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Plankton | Nanno | |
| 59/49/1<br>58/3/891 | Transcarpathia USSR | Lower Badenian | N9 | | rhyodacite tuff (W. R.)<br>rhyolite tuff (W. R.) |
| 57/AV-13<br>56/AV-12 | Slovakia (ČSSR) | Lower Badenian | N9 | NN5 uppp. | andesites (W. R.) |
| 55/TAV-11 | Algeria | Middle Miocene | N8—N16 | | granite (W. R.) |
| 150/KA 2134<br>147/KA 2161<br>44/KA 2140R<br>45/KA 2143<br>46/KA 2117<br>50/KA 2104<br>47/KA 2107<br>48/KA 2108<br>49/KA-2109<br>51/KA 2110<br>52/KA 2141R<br>53/KA 2213 | California | Saucesian/Relizian Boundary | N8/N9 or N6/N7? or N7? | NN5/L. p. (or NN4) | basalts (plagioclase)<br>basalts (plagioclase)<br>basalts (plagioclase)<br>andesite (plagioclase)<br>andesite (plagioclase)<br>rhyolite fuffs (plagioclase)<br>rhyolite fuffs (plagioclase)<br>rhyolite fuffs (plagioclase)<br>rhyolite fuffs (plagioclase)<br>rhyolite fuffs (plagioclase)<br>rhyolite fuffs (plagioclase)<br>andesite (plagioclase) |
| 39/70 | Japan | Nishikurosawa form. | N9—N10 | | tuff (zircon) |
| 64/STW 12b | Austria | Low Badenian | N8p—N9 | | basalt |
| 63/AVR-4<br>62/AVR-3<br>61/AVR-2<br>60/AVR-1 | Austria | Low. Badenian | N8p—N9 | | andesite (W. R.)<br>andesite (W. R.)<br>basalt (W. R.)<br>basalt (W. R.) |
| 38/72<br>37/71 | Japan | Iwaine form. | N9<br>(N8 upp. p.) | | andesites (W. R.) |

12 1st order reliability
13 2nd order reliability
25 total

Neogene base. The ages 15:16 m. y. (Kulp 1959 ex Harland et al. 1964, p. 353) biostratigraphically older than the zone N7, and 21:15.2 m. y. biostratigraphically corresponding to the zone N8, are younger than radiometrically defined roof of the Lower Miocene.

Radiometric ages 28/655 A — 36/347 B are ages of corals from the Chipola Formation in Florida. The corals dated were correlated with standard planktonic zones N7—N8 (i. e. with the upper part of the Lower Miocene). The corals were dated by He/U method and the results are variable (they vary between 14.1 and 17.8; the mean value from 9 dates is 16.1 m. y.; Bender 1973, pp. 1232—1233).

## Langhian

The lower boundary of the Langhian is in the zone N8 and it is defined by the first appearance of the genus Praeorbulina. The base of the Langhian — in the sense of

Tab. 2

| Method | Analyst | Radiom. age m. y. | Reliability | |
|---|---|---|---|---|
| | | | Note | |
| K-Ar | Bagdasarjan | 15,1 ± 0,5<br>15,7 ± 0,5 | 1st order | |
| K-Ar | Bagdasarjan | 15,4 ± 0,7<br>16,45 ± 1,5 | 1st order | |
| K-Ar | Bagdasarjan | 15,8 ± 0,4 | 2nd order | Large biostratigr. control |
| K-Ar | Turner | 14,0 ± 2,7<br>15,2 ± 0,6<br>14,5 ± 1,0<br>15,7 ± 0,9<br>16,1 ± 0,8<br>15,3 ± 0,5<br>15,3 ± 0,9<br>16,3 ± 0,5<br>15,4 ± 0,5<br>16,5 ± 0,8<br>16,5 ± 1,2<br>15,4 ± 1,3 | 2nd order | Difficulties in correlation with stand. planktonic zones |
| F. T. | Nishimura | 16,0 | 1st order | |
| K-Ar | Lippolt | 15,2 ± 0,9 | 1st order | |
| K-Ar | Bagdasarjan | 15,5 ± 0,1<br>16,3 ± 0,9<br>16,0 ± 0,3<br>16,8 ± 0,75 | 1st order | |
| K-Ar | Shibata | 16,0 ± 0,9<br>15,9 ± 0,9 | 1st order | |

F. T. Fission track
W. R. Whole rock
< older

nannoplanktonic standard zones — may be defined as identic with the boundary of zones NN4/NN5. The roof of the Langhian is in the planktonic zone N10/N9 or in the nannoplanktonic zone NN5.

In the submitted Neogene radiometric scale, the Langhian corresponds to the time interval between 15.03 m. y. and 16.27 m. y. Its upper boundary was statistically determined on the basis of two groups of radiometric ages. In the first group were 25 above mentioned ages concerning the Langhian ; in the second group were 22 ages of rocks correlated with the Serravalian.

All radiometric ages of the Langhian are ages of volcanic rocks. Twelve of them are of first order reliability, and thirteen are of second order reliability (Tab. 2, Fig. 3).

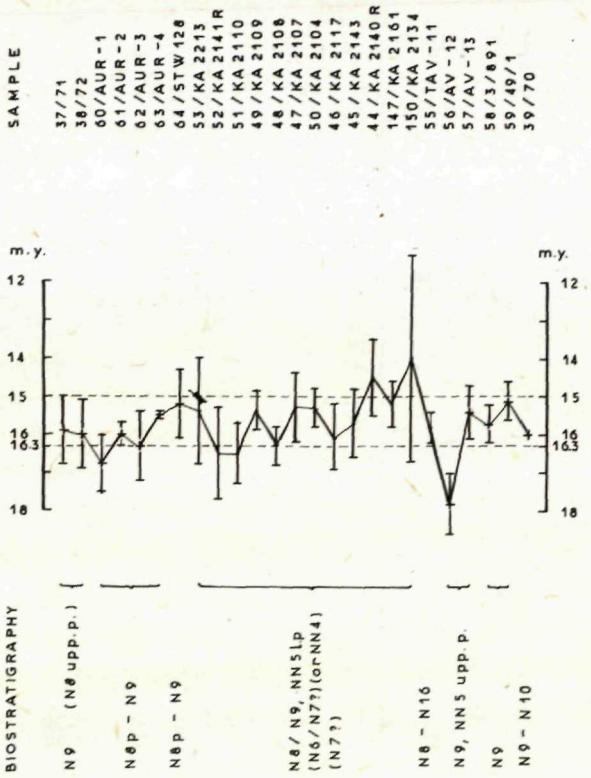



Fig. 3

## Radiometric ages of the Langhian — first order reliability

Three ages of the group are from Japan. Two of them, 38/72: 16.0 ± 0.9 m. y. and 37/71: 15.9 ± 0.9 m. y. are ages of andesites from the Twaine formation, croping out about 300 m below the horizon of the last occurrence of Globigerinoides sicanus. The overjacent formation Kurosedani contains foraminifers of the zone N9. The andesites dated correspond to the upper part of the zone N8 (Ikebe et al. 1972, pp. 48, 56). The next radiometric age from Japan 39/70: 16 m. y. is the age of zircon from tuff, dated by fission track. The tuff dated is placed in the formation Niskikurosawa, containing an association of planktonic foraminifers of the zones N9 — N10.

All other radiometric ages of the first order reliability are from the Central Paratethys region, from the base of the regional Badenian stage. It should be noticed, that according to biostratigraphic definitions, namely on the basis of foraminiferal

plankton from the calcareous nannoflora, the bases of the Langhian and of the Badenian are identical (cf. for example the definition of the Badenian by Papp et al. 1975, p. 769).

Radiometric ages 60/AVR-1 to 63/AVR-4, and 64/STW 12b are ages of basalts and andesites of Styria (Austria). The rocks dated rest upon marine marls of the Lower Badenian with Praeorbulina and they are covered with marine marl with Lower and Middle Badenian fauna (stratigraphy after Kollman 1965). The values of radiometric ages vary between 15.2 and 16.8 m. y. Four data were determined by Bagdasarjan (in Steininger et al. 1975) and one date by Lippolt et al. 1975). The mean value of the ages is 15.96 m. y.

Two radiometric ages are from South Slovakia, namely 57/AV-13 : 15.4 ± 0.7 m. y. and 56/AV — 12 : 16,45 ± 1,5 m. y. These are ages of andesites from volcano-sedimentary complex containing plankton of the zone N9 (Vass et al. 1971, p. 323); the South — Slovakian Lower Badenian contains nannoplankton of the zone NN5 (Lehotayová — oral communication). Determining the radiometric age of the sample AV-12 six parallel analyses were done. For mean age calculation only 3 oldest were chosen (18,5 ± 0,9 m. y., $\lambda_k = 0{,}557 \times 10^{-10}\ y^{-1}$, see Vass et al. 1971, p. 323). The mean of all 6 analyses is 16,45 ± 1,5 m. y. Two radiometric ages 58/3/891 : 15.7 ± 0.5 m. y. and 59/49/1 : 15.1 ± 0.5 m. y. of the rhyolite and or rhyodacide tuffs from Transcarpathia — U. S. S. R. (Bagdasarjan and Danilovich 1968, tab. 1, 2). The associate fauna in both tuffs is plankton of the zone N9 (Pishvanova according to written information by Danilovich).

## Radiometric ages of Langhian — second order reliability

The group comprises 12 radiometric ages of California and one age of North Africa.

Radiometric ages 44-KA 2140 R to 53/KA 2213, 47/KA 2161, and 150/KA 2134 were obtained by dating of separated minerals from volcanic rocks of California, occurring around the boundary of the local stages Saucesian/Relizian. The ages vary between 14 m. y. and 16.5 m. y. (Turner 1970, pp. 103, 105, 106), the mean age of the entire group is 15.52 m. y. Correlation of the Saucessian/Relizian boundary is difficult and ambiguos. Bandy and Ingle (1970, p. 154, fig. 2) correlated the Saucesian/Relizian boundary with the zone *Globierinatella insueta sensu* Bolli. Berggren (1969, Tab. 2) correlated the boundary with that of the standard planktonic zones N6/N7, later on with the boundary of the zones N8/N9 (Berggren 1972, fig. 4), and still later with the upper part of the zone N7 (Berggren and Van Couvering 1974, fig. 1). If the last correlation is right, then the statistice valuation of the Lower Miocene/Langhian boundary would be questionable. Naturally, we cannot omit the entire series reliable in relation to the Langhian,

Review of fundamental radiometric ages of Serravallian Tab. 3

| Sample | Provenance | Biostrat. age (stage) | Correlation | | Petrologic designation of sample |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Plankton | Nanno | |
| 86/8-13<br><br>85/8-15 | Pacific | Middle Miocene | N14(N13/ /N14) | NN8 | volcanic glass |
| 84 | New Zealand | Waiauan-Low Tongaporutuan | N14 | | volcanic rocks |
| 82/23<br>83/23a | Japan | Moniwa F./ Hatatate F. | N12 | | glauconite |
| 81/KA 2133 | California | Luisian/Mohnian | N13/N14 (or N11) | NN5/NN6 | andesite (plagioclase) |
| 76/42<br>77/43<br>78/44<br>79/44a<br>80/45 | Japan | Middle Miocene | N9> | | granodiorite (biotite)<br>granite porhyry (biotite)<br>granite porhyry (sanidine)<br>granite porhyry (biotite)<br>granite porhyry (sanidine) |
| 74/KA 2167<br>75/KA 2170<br><br>73/KA 2160<br>72/KA 2144<br>71/KA 1942 | California | Luisian | N11—N12 (or N9— —12) | NN5 upp. p. | rhyolite (plagioclase)<br>andesite (plagioclase)<br><br>basalt (plagioclase)<br>basalt (plagioclase)<br>tuff (plagioclase) |
| 70/5645<br>69/5870<br>68/5872 | New Guinea | $Tf_{1-2}$ Low. p. | N11—N12 | | trachyte (W. R.)<br>andesite (W. R.)<br>andesite (W. R.) |
| 67/KA 2116<br>66/KA 2125<br><br>65/KA 2127 | California | Relizian/Luisian | N11—N12 (or N9— —N12) | NN5 upp. p. | basalts |

4 1st order reliability
1 1st order reliability restricted
17 2nd order reliability

22 total

or Badenian of biostratigraphically correlated ages mentioned. Therefore in determining the radiometric base of the Langhian, these ages are preferred to the ages of the Saucessian/Relizian boundary from California. As regards correlation of the Californian ages with planktonic zones, we assume that Berggren's conception from the year 1972 (N8/N9) is the best acceptable.

The age 55/TAV-11: 15.8 ± 0.4 m. y. (Vass et al. 1974, pp. 149—152) is included in the group of radiometric ages of the Langhian. Actually, the biostratigraphic data concerning this radiometric age control the biostratigraphic position of the rock dated more broadly and less exactly. The rock dated is the syntectonic granite of NE Algeria, penetrationg and contact — metamorphosing the Numidian

Tab. 3

| Method | Analyst | Radiom. age m. y. | Reliability | Note |
|---|---|---|---|---|
| K-Ar | Dymond | 11,4 ± 0,6<br>12,3 ± 0,4 | 2nd order | volc. glass was dated |
| K-Ar | Mc Dougall | 12,9 ± 0,1 | 1st order | |
| K-Ar | Ueda | 12,3 ± 0,6<br>12,4 ± 0,6 | 2nd order | glauconite was dated |
| K-Ar | Turner | 13,7 ± 1,6 | 1st × order<br>2nd order | Diffic. in correl. with stand. plankt. zones |
| K-Ar | Shibata,<br>Nozawa<br>Kawai,<br>Hirooka<br>Kawano, Ueda | 14,0 ± 2<br>14,0 ± 2<br>14,3 ± 0,4<br>14,3 ± 0,4<br>17,0 | 2nd order | |
| K-Ar | Turner | 13,2 ± 0,4<br>15,0 ± 1,0<br>14,4 ± 2,4<br>14,1 ± 1,0<br>14,5 ± 1,1 | 2nd order | Difficulties in correlation with stand. plankt. zones |
| K-Ar | Mc Dougall | 14,6 ± 0,3<br>14,9 ± 0,2<br>15,0 ± 0,3 | 1st order | |
| K-Ar | Turner | 14,2 ± 0,6<br>14,4 ± 0,8<br>16,1 ± 1,3 | 2nd order | Difficilties in correlation with stand. plankt. zones |

W. R. — whole rock
> — younger
× — 1st order reliability for SERRAVALLIAN but 2nd order reliability, inside Serravalian

sandstones resting on the autochtohon in an overthrust position. The youngest member of the numid sandstones contains planktonic foraminifers including specimens of the group *Globigerinoides trilobus trilobus* among which are forms resembling *Globigerinoides sicanus* (Glaçon and Rouvier 1967, p. 414). The Numidian nappe rests upon the autochthon in whose youngest beds have planktonic foraminiferal association of the Lower Tortonian, including the species *Globorotalia acostaensis* (Glaçon and Rouvier 1972, p. 1259). Consequently, the tectonic movements causing the formation of the Numidian nappe took place in the period between the upper part of the Lower Miocene and the Lower Tortonian (i. e. between the base of the zone N8 or somewhat earlier up to the zone N16). Syntectonic granite in NE Algeria should not be biostratigraphically older than the roof of the Lower Miocene, or the base of the Langhian, nor younger than the Lowermost Tortonian. Radiometric age of granite is in accordance with the above mentioned biostratigraphical control, but according to this, the granite should have

been generated most likely in the lower part of the interval possible, i. e. in the Langhian. Interestingly, another syntectonic granite from North Algeria is Tortonian in age (the radiometrick age Nr. 89, granite from the vicinity of the town Cherchel).

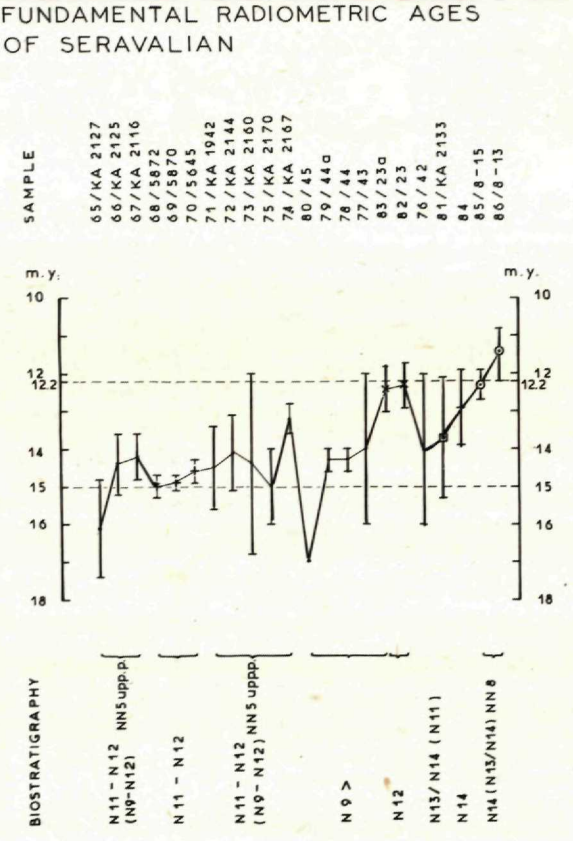



Fig. 4

## Serravallian

The lower boundary of the Serravallian is identical with the roof of the Langhian. The upper boundary is inside the zone N15 prior to the appearance of the species *Globorotalia acostaensis*, (which is at the base of the zone N 16) or inside the zone NN9. In the radiometric time scale the Serravallian corresponds to the time interval between 12.19 and 15.03 m. y. Its upper boundary was statistically determined on the basis of 22 radiometric ages of rocks correlated with the Serravallian, and on the basis of 11 ages of rocks of the Tortonian or of its biostratigraphical equivalents.

Of 22 radiometric ages of the Serravallian only 5 are of first-order reliability. Reliability of the other 15 radiometric ages is of the second order (Tab. 3, fig. 4).

## Radiometric ages of Serravallian — first order reliability

The group of radiometric ages of the Serravallian comprises first of all three ages from New Guinea. They are ages of basalts from the Daulo pass, 68/5872: 15 ± 0.3 m. y., 69/5870: 14.9 ± 0.2 m. y. and 70/5645: 14.6 ± 0.3 m. y. Sediments in the basement of the volcanites dated, contain *Orbulina universa*, and globorotalies of the zones N11—N12, and/or the fauna of East — Indian stages $f_{1-2}$ (Page and Mc Dougall 1970, p. 323). Fauna of the stage $f_{1-2}$ was also found in the overlier of the volcanites, and thus the volcanites dated cannot be younger than the zones M 11 — M 12.

Radiometric age 84: 12.9 ± 0.1 m. y. represents the average of several numerically almost identical ages from the volcanites of Dunedin in New Zealand. They are equivalent to the chronological interval between the local stages Waiauanian and Lower Tongaporutuan (Mc Dougall and Coombs 1970); the Waiauanian being equivalent to the East-Indian stage $f_3$ (Hornibrook in Fleming 1959, p. 429 ex Page and Mc Dougall 1970, p. 336) and the stage $f_3$ is equivalent to low part of standard planktonic zones N13-N15 (Berggren 1972, p. 207), or N13 — N 15 (Page and Mc Dougal 1970, p. 331). It is to be noticed that in the Waiauanian sediments Hornibrook (1968, p. 35) stated the presence of tiny forms of the species *Globigerina nephentes* and in the Tongaporutuan stage — *Globorotalia menardi, Gl. nephentes, Globoquadrina dehiscens* are present. Generally it seems that biostratigraphical correlation of the age 84 is good and that age corresponds most likely to the zone N14.

A separate group is represented by the age 81/KA 2133: 13.7 ± 1.6 m. y. coming from the boundary of Luisian (Mohnian of California. The Luisian/Mohnian boundary was correlated with the boundary of zones N13/N14 by Berggren, 1972, p. 208, Tab. 4). According to Warren (1972), Lipp and Kalisky (1972) the boundary should correspond to the boundary of the nanoplanktonic zones NN5/NN6. This boundary should run inside the zone N11 (Berggren and Van Couvering 1974, fig. 15, Ryan et al. 1974, p. 655). If the last correlation should be right, then the age 13.7 m. y. — in comparison with other ages — seems very young and it should be regarded the minimal age of the zone N 11.

It follows, that these are no uniform opinions about the correlation of the boundary mentioned, with planktonic zones. Still, differences in the correlation do not surpass the Seravallian, therefore it may be regarded as the age of first order reliability for the Serravallian (partially limited first order reliability). In the internal radiometric division of the Serravallian the age 81 has to be regarded as an auxiliary age only.

## Radiometric ages of Serravallian — second order reliability

Radiometric age 65/KA 2127: 16.1 ± 1.3 m. y. is one of three ages of volcanic rocks coming from the Ralizian/Luisian boundary from the Neogene of California. In relation to the other two ages (66/Ka 2125: 14.4 ± 0.8 m. y. 67/KA 2116: 14.2 ± 0.6 m. y.) it seems too high. It is to be regarded the maximal age of the Relizian/Luisian boundary. The actual age of the boundary will most likely be near 14.0—14.5 m. y.

Other five radiometric ages are ages of the volcanic rocks of the Luisian. These are ages 71/KA 1952—75/KA 2170 (13.2—15.0 m. y.; Turner 1970, pp. 106, 109—110) Correlation of the Luisian and the Relizian/Luisian boundary is problematic. Bandy and Ingle (1970, p. 2) correlated the boundary with the boundary of standard zones N10/N11, according to Berggren (1969, tab. 2), Berggren and Van Couvering (1974, fig. 1, p. 12) the base of the Luisian corresponds to the zone M9 and/or zone N11 (Berggren 1972, fig. 4). Warren (1972), and Lipp and Kalisky (1972, both quotations after Berggren and Van Couvering 1974, p. 12) identify the upper boundary of the Luisian with the boundary of nannoplanktonic zones NN5/NN6 which need, however, not mean equivalence of the Luisian to the entire zone NN5, but only with its upper part. The occurrence of orbulienes in the Luisian is the first one in California. As already pointed out by Bandy and Ingle (1970), orbulines appear in California later than in tropical areas. According to the radiometric ages, they are also late in relation to the Central Paratethys. Because of discordances in the correlation between the Relizian/Luisian boundary and the standard planktonic zones, the radiometric ages mentioned should only be regarded as of the second rank, auxiliary data for the Neogene time scale.

Five radiometric ages 76/42 — 80/45 come from Japan. They are ages of acid volcanic rocks (Kumano volcanics, the Kii peninsula). In the form of intrusive bodies they penetrate or in the form of effusive rocks they cover the sediments with *Orbulina universa* and *Globorotalia peripheroronda* (Kumano group). Four radiometric ages 14—14.3 m. y. seem closer to the actual age of the volcanites Kumano than the fifth age 80/45: 17 m. y. Radiometric ages 12—15 m. y. (total 20 dates) concern also smaller volcanic intrusions in the outer zone of Southwestern Japan (from the Kii peninsula to Okinawa). On the basis of petrographical and geological results the intrusions are regarded as equivalents to the acid volcanites Kumano. Whereas the above mentioned five ages may serve as second-rank data; radiometric ages of intrusions of the auter zone in SW Japan are of the third order reliability, since the data on any biostratigraphical correlation of the intrusions dated are missing.

The next four ages are included in the group of second-rank ages because of their inconvenience and/or low reliability of the material dated.

Two of the ages concern glauconite. They are: 12.3 ± 0,6 m. y. and 83/23a: 12.4 ± 0,6 m. y. from Japan, from the boundaries between the formations Moniva/

Hatatate. Biostratigraphical position of the material dated, according to Ikebe et al. (1972, p. 56) is the Bolli's zone *Globorotalia fohsi*. The first appearance of the species *Globorotalia fohsi*, after Berggren (in Berggren and Van Couvering 1974, fig. 1), is in zone N 12. In relation to ages of volcanic rocks the glauconite ages should be regarded as the minimal ages of the zone N 12.

The next two ages concern volcanic glasses from the borehole Experimental Mohole in the Pacific, near the western coast of U. S. A. They are as follows: 86/8—13: 11.4 ± 0,6 m. y. and 85/8—15: 12.3 ± 0.4 m. y. Younger of the two ages is the age of glass originating from the overlier of the horizon with foraminifers of the Bolli's zone *Globorotalia fohsi robusta* (Martini—Bramlette 1963 ex Dymond 1966, p. 1240—1241). The glass dated was then correlated with the standard planktonic zone NN8 (Martini 1971 ex Ryan et al. 1974, p. 670) which should be equivalent to the lower part of the planktonic zone N 14 (Berggren and Van Couvering 1974, appendix, fig. 15) or it should correspond approximately to the boundary between planktonic zones N13/N14 (Ryan et al. 1974, p. 655, fig. 6).

Volcanic glass whose radiometric age is 12.3 ± 0.4 m. y. (85/8—15), rests below a horizon with Bolli's zone *Globorotalia fohsi robusta*. According to Martini it should be in the zone NN6, which is equivalent to the planktonic zones N 11 part — N 12 part. (Ryan et al. 1974, p. 655, Berggren and Van Couvering, 1974, fig. 15 in Appendix).

In spite of a very good biostratigraphical control, the radiometric ages of volcanic glass can only be regarded as second — rank for the Neogene time scale. Perhaps, both ages should be taken for the minimal ages of the biozones mentioned.

## Tortonian

The lower boundary of the Tortonian, identical with the roof of the Serravallian is inside the zone N 15 and/or inside the nannoplanktonic zone NN 9. The upper boundary is inside the zone N 17 and/or inside the nannoplanktonic zone NN 11.

In the riadometric scale suggested, the Tortonian covers the interval between 7.95 and 12.19 m. y. The upper boundary of the Tortonian was statistically determined on the basis of 11 radiometric ages concerning the Tortonian proper (Tab. 4, Fig. 5) and other 35 ages concerning the Messinian. Of 11 radiometric ages of the Tortonian only one can be classified as an age of the first order reliability, but only in relation to the lower boundary of the Tortonian. It is the radiometric age 9/TAV-10: 10.4 ± 0.8 m. y. It is the age of a fragment of acid volcanic rock from volcanorudite from the base of North-Tunisian continental, so-called „post-nappe" Neogene, i. e. from. Molasse (Vass et al. 1974, p. 150). The youngest „pre-nappe" autochthonons Neogene of North Tunisia corresponds to the Lower Tortonian (zone with *Globorotalia acostaensis* and/or zone N 16 (Glaçon and Rouvier 1973, p. 1259, Batík et al. 1973). Consequently, the Molasse must be younger than the Lower

Review of fundamental radiometric ages of Tortonian Tab. 4

| Sample | Provenance | Biostrat. age (stage) | Correlation | | Petrografic designation of sample |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Plankton | Nanno | |
| 96<br>95<br>94<br>93<br>92 | Atol Eniwetok (Pacific) | Lower Tg | N-17—N18 (or N16—N17) | | Corals |
| 91<br>91 | Fiji | $Tf_3$/Tg | N17—N18 (or N16—N17) | | Volcanic rocks |
| 90/TAV-10 | Tunisia | Upper Miocene | N16> | | Rhyodacite (cobble) |
| 89 | Algeria | Upper Miocene | N14≥ | | Granite (botite) |
| 88<br>87/21 | Germany (GBR) | | N13—N16 | | Tuff (horblende)<br>Bentonit (sanidine) |

0 1st order reliability
1 1st order reliability restricted
10 2nd order reliability

11 total

Tortonian. Naturally, the roof of biostratigraphic age of the volcanorudite dated is not known. For this reason, the age mentioned is of limited reliability.

## Radiometric ages of the Tortonian — second order reliability

This group of ages comprises all other radiometric ages of the Tortonian, considered at the compilation of the time scale submitted. They are 10 in total.

The ages 87/21: 12.5 m. y. and 88:12.4 m. y. are older than radiometrical definition of the base of the Tortonian. They are ages of the volcanic rocks and/or of their minerals, from continental beds. In the basement of these rocks are remains of primitive Hipparion (Lippolt et al. 1963, p. 519). A similar Hipparion was found in sandstones amidst foraminiferal marsl near Baccinello (Italy). Foraminifers from marls correspond to zones N 13 — N 17 (Lorenz 1968). Younger Hipparion occurs together with *Globorotalia acostensis* in continental-marine beds at the locality Kastelios hill on the island Crete (de Bruijn et al. 1971). It follows that both radiometric ages are only indirect data in relation to our scale based on direct correlation of rocks dated with marine biozones. It is to be noticed that some authors regard the occurrence of the primitive Hipparion as coeval with the base of the planktonic zone N 14; i. e. both ages might also be older than the base of the Tortonian.

Among radiometric ages of the Tortonian is the age 89: 11.15 ± 0.5 m. y. It is the age of syntectonic granite of Arroudjaoud (Algeria; Choubert et al. 1968, p. 198).

Tab. 4

| Method | Analyst | Radiom. age m. y. | Reliability | |
|---|---|---|---|---|
| | | | | Note |
| He/U | Bender | 9,6<br>7,3<br>10,9<br>10,0<br>11,3 | 2nd order | Difficulties in correlation with stand. plankt. zones |
| K-Ar | Rodda et al (?) | 9,3<br>11,3 | 2nd order | Difficulties in correlation with stand. plankt. zones |
| K-Ar | Bagdasarjan | 10,4 ± 0,4 | 1st × 2nd order | Indirect biostr. control |
| K-Ar | | 11,1 ± 0,5 | 2nd order | Indirect large biostr. control |
| K-Ar | Lippolt | 12,4<br>12,5 | 2nd order | Indirect corr. with marine biostratigraphy |

> younger
× 1st order reliability only for the base of Tortonian (the datum is younger as the base Tortonian
≥ the some age or younger

The data on the Tortonian age of sediments preceding tectonic activity (Choubert et al. 1967, p. 197), in relation to which the granite is syngenetic, are doubtful in the last time, and the sediments are rather regarded as Serravallian (in the foraminiferal association is the species *Globigerina nephentes*, whose forst appearance is on the boundary of the zones N 13/N 14; Berggren and Van Couvering 1974, fig. 1). Theoretically, the sediments may correspond to the standard planktonic zone N 14 and the granite dated which is younger, might have intruded either as early as the end of the time interval of the zone N 14 or later.

The radiometric age numbered 91 comprise more data. The limit ages are 9.3—11.3. Dated were tonalites from the formation Tholo on the island Fiji. They are covered by sediments with the fauna of East-Indian stages "f" to the lower part of the stage "g" Rodda et al. 1967).

Radiometric ages 92—96 (7.3—11.3 m. y.) have a similar biostratigraphic position. They are radiometric ages of corals from the atoll Eniwetok from the Pacific, from a horizon stratigraphically correlated with the East-Indian stage Tg (Bender 1973, pp. 1242—1243). The stage Tg corresponds to the Tortonian (Berggren and Van Couvering 1974, Tab. 12, p. 121) and/or after Rodda (1967, and personal information to Gill in Gill and Mc Dougall 1973, p. 170), to planktonic zones N 17 — N 19. The boundary of stages fg (Page and Mc Dougall 1970, Tab. 3, p. 331) is correlated with the Tortonian/Messinian boundary. Radiometric ages of corals, as it was already mentioned in connection with ages of Lower Miocene corals, show quite a broad span (between 7.3 and 11.3 m. y.). The

mean value of five dates is, however, in accordance with radiometric time interval of the Tortonian.

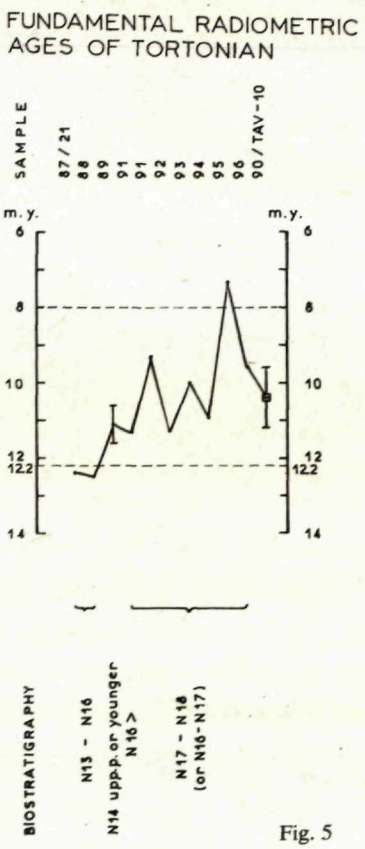



Fig. 5

## Messinian

The lower boundary of the Messinian is identical with the top of Tortonian its upper boundary — according to the latest data — corresponds approximately with the boundary of the planktonic zones N 17/N 18 and is inside the nannoplanktonic zone NN 12 (Ryan et al. 1974, Fig. 6, p. 655).

In the radiometric time scale submitted, the Messinian corresponds to the interval between 5.05 and 7.95 m. y. The upper boundary was statistically determined on the basis of 35 radimetric ages of the Messinian (Tab. 5, Fig. 6) and of 19 radiometric ages of the Pliocene.

Of 35 radiometric ages of the Messinian, only 5 are of first order reliability. Four of them are somewhat doubtful — as it will be discussed lower. 30 ages are of second order reliability.

Five of them cannot be reliably correlated with planktonic zones on the Messinian/ Pliocene boundary.

## Radiometric ages of the Messinian — first order reliability

Radiometric ages 117/KA 2728 — 120/KA 2725 (6.18—7.0 m. y.) resulted from dating of volcanites at the village Barqueros in Southeast Spain. The rocks dated rest on marine marls and they are covered with marine sediments on the margins. In the underjacent and overjacent marls is planktonic microfauna indicating the roof of the Tortonian — the base of the Messinian (Aguirre et al. 1974, p. 158). It follows that biostratigraphical control is very good, but the quality of the rocks dated is problematic. The rocks are collected on the natural outcrops. They are markedly weathered and in the entire complex there is no quarry to yield fresh material. Consequently, weathering could cause partial leakoge of Ar and also rejuvenation of results of radiometric dating. Where Ar did not escape and radiometric ages were not rejuvenated, the radiometric limit of the base of the Messinian should be placed higher, approximately at 6.5 m. y.

The age 121 : 5.35 ± 0.1 m. y. supports the young age of the Messinian in such sense as the Tortonian/Messinian boundary were defined by the ages of volcanites from Barqueros.

The age 121 is from Fiji and it is the age of biotite from the lava flow overlain by tuff with microfauna of the standard zone N 18 (Gill and Mc Dougall 1973). The lava flow dated is either coeval with the zone N 18 or somewhat older.

## Radiometric agés of Messinian — second order reliability

Five radiometric ages are from the Molasse of Marocco. They are ages 97/1 — 101/5 (from 6.6. to 8.0 m. y.) It has been said above that the pre-Molasse Neogene of Morocco extends evidently up to the Serravallian.

It is, however, possible that later on the pre-Molasse Neogene of Marocco will show equivalents of the Tortonian as it was the case in the pre-nappe Neogene of Northern Tunisia. The Molasse in Marocco — in both cases — could have commenced theoretically as early as the Tortonian and extended in the Messinian. Hypersaline and hyposaline facies of the Molasse and absence of Molasse of normal sea in North Africa are partially in favour of the Messinian age of the Molasse — see the new data on the Messinian crisis of the Mediterranean (Ryan et al. 1973). It follows that ages of volcanites from the Maroccan Molasse may be correlated with both the Tortonian and the Messinian. Still at present there is no complete harmony in opinions on the problem. Basing upon the age 90/TV-10: 10. ± 0.8 m. y. of the basal part of North-Tunisian Molasse, correlated with the Tortonian, and basing upon some Messinian ages that will be discussed later, we agree with the opinion that volcanites of the Maroccan Molasse, beginning with the middle tuffs of Melilla (98/2: 7.7 ± 0.8 and 99/3: 7.6 ± 0.4 m. y.) may correspond to the Messinian.

Radiometric ages 102/TAV-7: 6.9 ± 0.1 m. y., 102a/TAV-8: 6.7 ± 1.0 m. y. (Vass et al. 1974, pp. 152—153) and three ages $103a/B_1$ — $103e/B_3$ around the

Review of fundamental radiometric ages of Messinian

Tab. 5

| Sample | Provenance | Biostrat. age (stage) | Correlation | | Petrografic designation of sample |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Plankton | Nanno | |
| 125/69-874<br>123/68-66<br>124/69-876<br>122/68-66<br>126/69-875 | Fiji | Upper Miocene — Miocene/Pliocene | N 18≤ (N17p— —N19p) | | Dacite (horblende)<br>Andesite (horblende)<br>Dacite (W. R.)<br>Andesite (W. R.)<br>Andesite (W. R.) |
| 121 | Fiji | Upper Miocene | N18 ≤ | | Volc. rocks (biotite) |
| 117/KA 2728<br>118/KA 2727<br>119/KA 2726<br>120/KA 2725 | Spain | Tortohian/ Messineien | N17p/ N17p | NN11 upp. p. | Volcanic rocks |
| 116 | Italy | Midd. Messinian | N17 upp. p. | | Volcanic ash |
| 115 | Ischia (Italy) | Upper Miocene | N18 < | | Tuff (biotite) |
| 108<br>109<br>110<br>111<br>112<br>113<br>114 | Elba (Italy) | Messinian | N17 | | Granodiorite<br>Dikes in granodiorite (pollucite)<br><br>Dikes in granodiorite (lepidolite)<br><br>granodiorite (biotite) |
| 107<br>105<br>106<br>104 | Atol Eniwetok (Pacific) | Midd-Top Tg | N17—N19 (N15p— —N17p) | | Corals |
| 103a/B1<br>103b/B2<br>103c/B3 | Tunisia | Upper Miocene | N 16 > | | Basalt |
| 102a/TAV-8<br>102/TAV-7 | Tunisia | Upper Miocene | N16 > | | Andesite (W. R.)<br>Basalt (W. R.) |
| 101/5<br>100/4<br>99/3<br>98/2<br>97/1 | Marocco | Upper Miocene | /N15p?— N17 | | Tuffs (biotite) |

1 1st order reliability
4 1st order reliability restricted
30 2nd order reliability

35 total

Tab. 5

| Method | Analyst | Radion. age m. y. | Reliability | |
|---|---|---|---|---|
| | | | | Note |
| K-Ar | Mc Dougall | 5,71 ± 0,1<br>5,80 ± 0,34<br>5,77 ± 0,19<br>5,71 ± 0,32<br>5,55 ± 0,18 | 2nd order | Exact biostratr. control is missing |
| K-Ar | Mc Dougall | 5,35 ± 0,1 | 1st order | |
| K-Ar | Drake | 6,45 ± 0,1<br>6,18 ± 0,3<br>7,00 ± 0,003<br>6,79 ± 0,005 | 1st x order | Minimum age? |
| K-Ar | | 7,7 ± 0,45 | 2nd order | Glassy material was dated |
| K-Ar | Adams | 6,0 ± 0,14 | 2nd order | Indirect biostr. control |
| K-Ar | Eberhadt, Ferrara | 6,4 ± 0,6<br>7,6 ± 0,4<br>5,7 ± 1,3 | 2nd order | Indirect biostratigraphic control |
| Rb-Sr | Ferrara et al. | 6,6 ± 0,7<br>7,5 ± 0,8<br>6,7 ± 0,6<br>7,5 ± 0,6<br>6,5 ± 0,5<br>10,4 ± 3,6 | | |
| He/U | Bender | 6,5<br>6,0<br>5,1<br>6,5 | 2nd order | Difficulties in corellation with plankton. zones |
| K-Ar | Lutwein et Sonet | 6,3<br>6,57<br>6,9 | 2nd order | Large lower biostr. control, upper is missing |
| K-Ar | Bagdasarjan | 6,7 ± 1<br>6,9 ± 0,1 | 2nd order | Large lower biostr. control, upper is missing |
| K-Ar | ?<br>Kulp<br>Kulp<br>Kreuzer<br>Kulp | 7,4 ± 1,2<br>6,6 ± 0,5<br>7,6 ± 0,4<br>7,7 ± 0,8<br>8,0 ± 0,5 | 2nd order | Difficulties in correlation with plankt. zones |

> younger
< older
≤ the same age or older
W. R. — whole rock
x — 1st order reliability for minimum age of lower boundary of Messinian

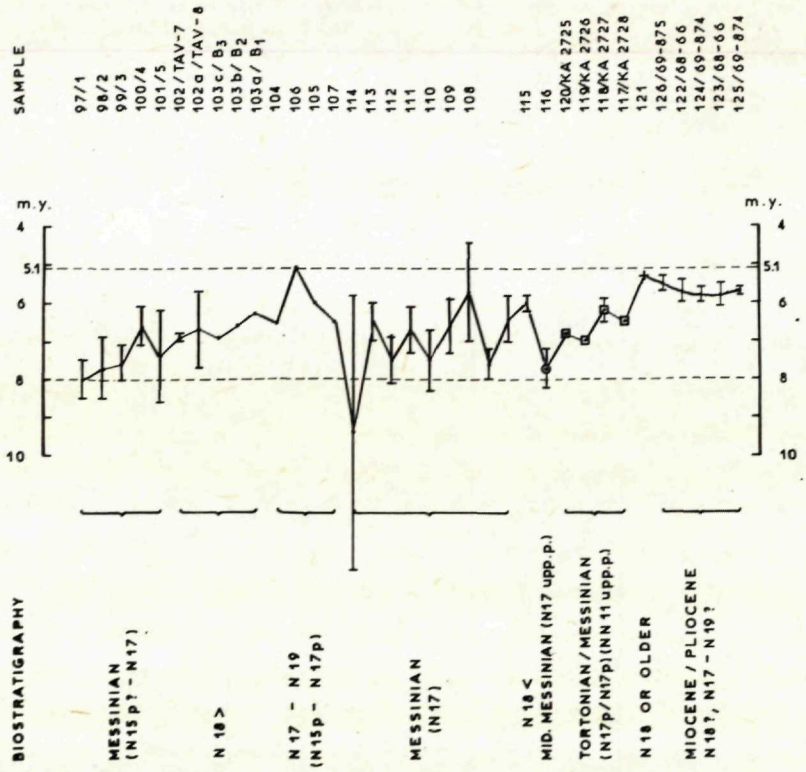



Fig. 6

value 6.6 m. y. (Glacon and Rouvier 1972, p. 1258) are from upper parts of North-Tunisian Molasse. They are regardet as Messinian (Vass et al., l. c.). Still their upper Tortonian age is not denied unambiguously.

Radiometric age 116: 7.7 ± 0,45 m. y. is from the Italian Messinian. It is the age of volcanic ash from a level corresponding to the middle part of the Messinian (Carloni et al. 1974; p. 383). The age with respect to good biostratigraphical control would be very favourable, only the character of the rock dated — the ash with predominant fragments of volcanic glass prevents over — valuation of the dating for radiometric time scale, namely for the Messinian. For this reason this age was ascribed second-order reliability. The above mentioned radiometric ages 117/KA 2728 — 120/KA 2725 are in contraversion with the age 116 and with the ages on the Maroccan and North Tunisian Molasses which are regarded as Messinian here.

The ages 104—107 (5.1—6.5 m. y.) are ages of corals from the atoll Eniwetok from a stratigraphic horizon corresponding to the Middle and upper parts of the East Indian stage Tg (Bender 1973, pp. 1235, 1243). According to Gill and Mc

Dougall (1973, p. 170) the Tg stage corresponds to the zones N 17 — N 19; according to Berggren and Van Couvering (1974, p. 121, fig. 12) the Tg stage is equivalent to the Tortonian (i. e. the zones N 15 p. — N 17 p). It follows that there is no agreement in the correlation of the Tg stage with planktonic zones and the ages mentioned are not fully convenient for the purposes of radiometric scale of the Neogene.

Minerals from granodiorite in Elba, and from the veins penetrating the granodiorite were dated by the Rb-Sr method (Ferrara et al. 1961, pp. 145, 150). The dating was also controled by the K-Ar method (Eberhardt and Ferrara 1962, p. 666). Obtained were dotal 9 radiometric ages (the ages 108—114 and two ages without separate numbers) within 5.7—10.4 m. y. The highest age is older than statistically computed base of the Messinian. This age has rather a great analytic error ($\pm 3{,}6$ m. y.). Biostratigraphic age of the rocks dated is not directly evidenced. Pebbles of the rocks dated were found in the Messinian of Tuscany. Then the rocks dated cannot be younger than the Messinian, but the lower limit of their age in biostratigraphical sense is not determined. Therefore the ages are ranked among radiometricages ages of second order reliability.

Age 115: $6.0 \pm 0.14$ m. y. This is the age of biotites from green tuffs regarded — without detailed biostratigraphical analysis — as older than Lower Pliocene (Civetta et al. 1970, p. 59—62).

Radiometric ages 122/68—66 — 126/69—875 (5.55—5.80 m. y.) 5.7 m. y. in average/resulted, from dating of pyroxenes and andesites, or of entire andesites from the formation Mandrausuthu of Fiji (the Namosi andesites). Their biostratigrafical age is close to the Messinian/Pliocene boundary (Gill and Mc Dougall 1973, p. 176—177). Because of the lacke of exact biostratigraphic control, the ages are not fully convenient for detailed calibration the time scale. We do not know exactly the stratigraphic relationships between the rocks dated and sedimentary formations with marine fauna of planktonic zones N 17 — N 19, but it is known that they contain detritus of the andesites dated. Similar andesites are in the upper part of the Namosi formation, and above them and/or in the same horizon is fauna of the planktonic zone N 18. There is another obstruction to applying the ages as the ages of first order reliability in the definition of the Messinian/Pliocene boundary, namely the fact that their biostratigraphical range presumed covers the biostratigraphical definition of the Messinian/Pliocene boundary. It is difficult to decide unambiguonsly on the basis of data available whether these ages should be regarded as ages of the upper Messinian or as the ages of the Lower Pliocene. In fact, the numerical values of these ages — when compared with radiometric ages of the Pliocene — are rather in favour of the ages of the upper Messinian i. e. time equivalents to the uppermost part of the zone N 17, and/or the base of the zone NN 12.

Review of fundamental radiometric ages of Pliocene — Tab. 6

| Sample | Provenance | Biostrat. age (stage) | Correlation | | Petrografic designatic of sample |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Plankton | Nanno | |
| 142/R109<br>143/8810 | Italy | Upper Pliocene or Pliocene/Pleistoc. Boundary | | NN18≤ | Ignimbrite (W. R.)<br>Acid Porphyry (W. R.) |
| 140/28<br>141/29 | Italy | Pliocene | N21 | NN16-<br>-NN18 | Glassy shards |
| 139 | Italy | Pliocene | Low Plioç. ≥ | | Lava (W. R.) |
| 138/9-1 | Pacific | | Mess./Plioc. | | Volcanic glass |
| 137 | Italy | Tabianian | Low. Plioc. | | Trachyte (Biotite) |
| 136/18 | Italy | Pliocene | Mid. Plioc. | ≥ | Volcanic glass |
| 134<br>135 | Italy | Low. Wilafranchian | N20-N21 ?<br>(or older ?) | | Tuff (plagioclase)<br>Tuff (Horblenoe) |
| 129/69-894<br>130/72/472<br>131/72-473<br>132/72-474<br>133/68-73 | fFiji | Pliocene | N18 upp. p<br>-N19 low. p. | | Trachyandesite (Biotite)<br>Absarokite (W. R.)<br>Absarokite (W. R.)<br>Absarokite (W. R.)<br>Shoshonite (W. R.) |
| 128 | Italy | Pliocene | Low/Mid. Plioc. | | Selagite (Biotite) |
| 127/30 | Italy | Pliocene | Low/Mid. Plioc. | | Selagite |
| 144/17 | Japan | Low. Pliocene | N 18/N19 | | Volc. Ash |

11 1st order reliability
8 2nd order reliability

19 total

## Pliocene

The lower boundary of the Pliocene identical with the roof of the Messinian is inside the zone N 18 or inside the nanoplanktonic zone NN 12, or it corresponds approximately to the boundary between the zones N 17/N 18. The upper boundary of the Pliocene is inside the zone N 21 (in its upper part; Ryan et al., fig. 6, p. 655), or it corresponds to the boundary between the zones N 21/N 22 (Berggren and Van Couvering 1974, fig. 1) and/or it is inside the nannoplanktonic zone NN 18.

In the Neogene radiometric time scale submitted, the Pliocene corresponds to the time interval between 2.0 m. y.and 5.05 m. y. The upper radiometric limit of the Pliocene was not determined by statistic procedure, because the Pleistocene radiometric ages were not collected. The radiometric age 1,8 — 2 m. y. is, however, generally denoted as the Plio/Pleistocene boundary. It is not contradictory to

Tab. 6

| Method | Analyst | Radiom age m.y. | Reliability | |
|---|---|---|---|---|
| | | | | Note |
| K-Ar | Ferrara, Tongiorgi | 2,3 ± 0,2<br>2,3 ± 0,2 | 1st order | |
| K-Ar | Dymond | 3,1<br>3,4 | 2nd order | Volcanic glass was dated |
| K-Ar | Ferrara | 3,7 ± 0,15 | 1st order | |
| K-Ar | Dymond | 4,3 ± 0,3 | 2nd order | Volcanic glass was dated |
| K-Ar | Bigazzi et al. | 3,7 ± 0,18 | 1st order | |
| F. T. | Bigazzi et al. | 3,85 ± 0,5 | 2nd order | Exact biostr. contr. is missing |
| K—Ar | Ferrara | 4,2 ± 0,2<br>4,34 ± 0,8 | 2nd order | Only poor manual. biostr. control |
| K-Ar | Mc Dougall | 4,38 ± 0,006<br>3,9 ± 0,1<br>4,22 ± 0,1<br>4,53 ± 0,19<br>4,42 ± 0,06 | 1st order | |
| K-Ar | Ferrara, Tongiorgi | 4,1 ± 0,13 | 1st order | |
| K-Ar | Tongiorgi | 4,7 | 1st order | |
| F. T. | Mishimura | 7,5<br>6,8 | 2nd order | To old in comparison with other dates of Pliocene |

W. R. — whole rock
≥ — the same age or younger

radiometric ages of the Pliocene, and it is therefore accepted as the radiometric age of the roof of the Pliocene also in the report submitted.

11 radiometric ages of the Pliocene may be qualified as the ages of first order reliability. The othres 8 ages are of second order reliability (Tab. 6, Fig. 7).

## Radiometric ages of Pliocene — first order reliability

Radiometric ages 127/30 : 4.7 m. y. and 128/9 : 4.1 ± 0.13 m. y. are ages of trachyte rocks (selagite); the rocks dated cause metamorphosis of Lower Pliocene clays and/or Mid- Lower Pliocene clays (Selli 1970, p. 35, Borsi et al. 1967, p. 407). The rock aged to 4.7 m. y.. (selagite of Ortiatico, Pisa) is in stratigraphical position between horizons with the last occurrences of *Globorotalia puncticulata* and with these one with the first occurrence of *Sphaeroidinella dehiscens* (Ryan et al. 1974, p. 670).

Radiometric ages 129/69—894 — 133/68-73 (the ages vary between 3.90 — 4.55 m. y., approx. 4.2 m. y. in average) are ages of biotite from volcanic rocks of the formation Mba of Fiji, that formed during the time interval between N 18 (the upper part) — N 19 (the lower part; Gill and Mc Dougall 1973, p. 177—178).

Radiometric age 137: 3.7 ± 0.18 m. y. is the age of biotite from trachyte of Monte Cucco. Trachyte rests on Tabianian clays (Lower Pliocene) and is overlain by

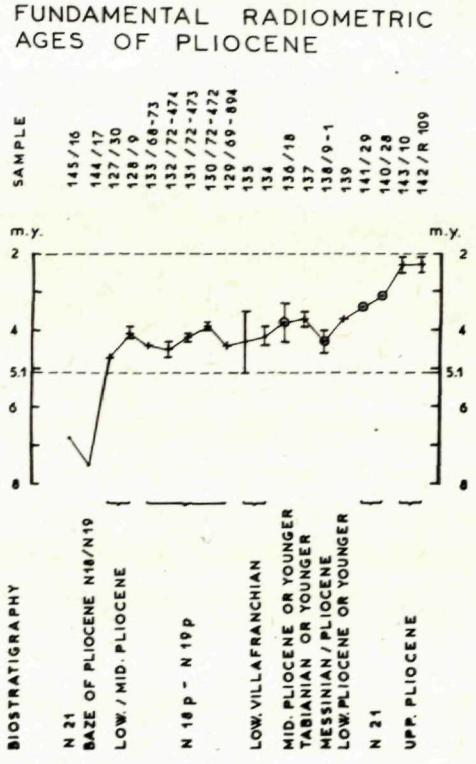



Fig. 7

conglomerates with fauna of the Lower Villafranchian (Bigazzi et al. 1973, pp. 394, 396).

Radiometric age 139: 3.7 ± 0.15 m. y. is the age of lava on the contact with Lower Pliocene clays (Bonadonna and Bigazzi 1970 ex Amrosetti et al. 1972, Tab. 1, No 56); Ryan et al. (1974, p. 670) give a more exact position of the rock dated: it is between the zone with the last occurrences of *Globorotalia margaritae* and the first appearance of *Globorotalia puncticulata.*

Radiometrica ages 142/R 109: 2.3 ± 0.2 m. y. and 143/10: 2.3 ± 0.2 m. y. are the ages of acid effusive rocks from Grosseto (Italy), resting upon Upper Pliocene marine sediments (Borsi et al. 1965, pp. 20—21, Borsi et al. 1967). The rocks are regarded as younger than the last occurrences of *Globigerinoides obliquus extremus* (Ryan et al. 1974, p. 670).

## Radiometric ages of the Pliocene— second order reliability

Radiometric ages 134 : 4.2 ± 0.2 m. y. and 135 : 4.34 ± 0.8 m. y. are the ages of minerals from the tuff of Cava Simoni in Rome. The tuff dated is in blue clays heteropical with lacustrine sediments Pogio Mirleto with mammalian fauna of the Lower Villafranchnian (Ambrosetti et al. 1968, pp. 338—339). According to Berggren and Van Couvering (1974, p. 110) it might be the Ruscinian. The ages are to be regarded as auxiliary, mostly because the biostratigraphically dated tuff is not controlled by marine but by continental fauna, and correlation between the marine and the mammalian stages are not explained definitely as yet.

Radiometric age 136/18 : 2.85 ± 0.5 m. y. is the age of volcanic glass from the vicinity of Rome. The volcanic glass comes from a level above the Middle Pliocene and it is, perhaps, equivalent to the tuffs of Cava Simoni (Bigazzi et al. 1973). However, the exaxt biostratigraphic control of the glass dated is missing and the age must be regarded as second order, at least inside the Pliocene.

Radiometrica age 138/9-1 : 4.3 ± 0.3 m. y. is the argon age of volcanic glass from the borehole Experimental Mohole in Eastern Pacific. Biostratigraphical position of the glass dated is at the Miocene/Pliocene boundary, but its Pliocene age cannot be excluded (Martini and Bramlette 1963, ex Dymond 1966, p. 1240). Since the K-Ar method was applied on the volcanic glass, the age 138/9-1 is of second order reliability.

Radiometric ages 140/28 : 3.1 m. y. and 141/29 : 3.4 m. y. are the ages of volcanic glass (K-Ar method) from Crotone (Italy). The glass dated is from a layer amidst clays from the lower part of the zone *Globorotalia crasaformis* (Selli 1970, p. 55; Ryan et al. 1974, p. 670). Biostratigraphical control seems good, but the fact, that the rocks dated was volcanic glass prevents the radiometric ages from being classified among the first order reliability ages. So they are ranked among the ages of second order reliability.

Two radiometric ages are older than radiometrically calibrated base of the Pliocene. They are: 144/17 : 7.5 m. y. and 145/16 : 6.8 m. y. Both were determined by the method of fission track and according to biostratigraphical data they should correspond to the lower boundary of the Pliocene, or to the zone N 21 (Ikebe et al. 1972, p. 60, Tab. 2). When considering the radiometric ages of the Pliocene and of the Messinian, we come to the conclusion that the ages are too old. It is also the opinion of Ikebe quoting these ages. Since we do not know what is the cause of the too old age (methodical error? inconvenient material? erroneous biostratigraphical dating or correlation?) and whether both dates may be regarded as objectively erroneous; we consider them as the maximal ages of the Pliocene, of second order reliability. They were not included in the statistical calculations concerning the base of the Pliocene and here they are quoted only to complete the data.

The fact itself, that most principal radiometric ages are of second order reliability, leads to the conclusion that the radiometric scale submited cannot be definite, and it will need further precision based on new data. Most radiometric ages of first order reliability (Tab. 7) concern the Lower Miocene (12 + 17) and the Langhian (12). It folows that so far most reliable is the determination of the Lower Miocene (Langhian boundary: $16.27 \pm 0.55$ m. y..

Tab. 7

Reliability of radiometric ages

| Stages | Reliability | | | | | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | lst oder | lst order limited | 2nd order | | | |
| | | | glauconite | volc. glass | other | |
| Pliocene | 11 | — | — | 1 | 7 | 19 |
| Messinian | 1 | 4 | — | 1 | 29 | 35 |
| Tortonian | — | 1 | — | — | 10 | 11 |
| Serravallian | 4 | 1 | 2 | 2 | 13 | 22 |
| Langhian | 12 | — | — | — | 13 | 25 |
| Low. Miocene | 12 | 17 | 6 | 2 | 10 | 47 |
| Total | 40 | 23 | 8 | 6 | 82 | 159 |

In spite of the fact that the first-ranked radiometric ages of the Lower Miocene are most abundant, they cannot be applied for detailed division of the Lower Miocene. It is so because of difficulties and uncertainties in exact biostratigraphical correlation within the Lower Miocene.

The Pliocene is also a radiometrically well defined stage. There are 11 ages of first order reliability.

As regardes the Tortonian, the total 11 ages is the lowermost number among all stages. Of these only one age belongs among the ages of the limited first order reliability.

Of the total 35 ages on the Messinian, one age is of the first order reliability and four are of the limited first order reliability. It follows that the radiometrical boundary between the Messinian and the Tortonian is least exact; and right from the Tortonian and the Messinian new radiometric data are inevitable.

Radiometrical definition of the Serravallian is also questionable. Of 22 radiometric ages four are of first order reliability and one age has limited first order reliability.

In spite of the shortages mentioned, we regard the radiometric time scale submitted as the most exact scale of this sort for the Neogene.

## Conclusion

Several years' collecting of convenient data resulted in 159 radiometric ages whose biostratigraphic ages are defined in relationship to marine biostratigraphy of the Neogene, namely to standard planktonic zones and to zones of calcareous nannoplankton.

Radiometrical definitions of boundaries among the Neogene stages respectively were determined by statistical procedures based on a set of radiometric ages of both emits.

This provented the influence of the subjective element in estimating the radiometric limit, and also further average calculations concerning the total of the average values.

Correlations with other Neogene time scales showed that the scale by Berggren and Van Couvering differs in many points from our scale because it is neither objective nor exact. On the other hand, the correlative paleomagnetic-radiometric scale by Ryan et al (1974; see fig. 1, right column) is almost identical with our scale. There is obvious agreement between presented radiometric time-scale and one for Paratethys Neogene (fig. 1, middle column). Still we must consider some objective shortages of our scale, such as the lack of radiometric ages of first order reliability for the Middle and Upper Miocene, and the lack of ages convenient for detailed division of the Lower Miocene. For this reason the Neogene radiometric scale shall have been completed and precised in the future. Desirable will also be more exact radiometric calibration of the base of the Miocene and of the roof of the Pliocene. For this purpose, in addition to radiometric ages of the Lower Miocene and/or Pliocene — it will be desirable to collect and revise the existing radiometric ages of the Upper Oligocene and/or Pleistocene.

Do tlače odporučil J. Seneš.

## References

ABELE, C. — PAGE, R. W. 1974: Stratigraphic and isotopic ages of Tertiany basalts at Maude and Aireys Inlet Victoria, Australia. Proc. R. Soc. Vict. 86, Melbourne, 143—150.

AFANASYEV, G. D. 1970: Certain key data for the Phanerozoic timescale. Eclogae geol. Helv. 63, Basel, 1—7.

AGUIRRE, E. — MORALES, J. (editors) 1974: Coloquio Internacional sobre biostratigrafia continental del Neogene superior y Cuaternario inferior. Libro — Guia, Adosa, Martín Martinéz Madrid, 1—244.

AKERS, W. H. 1972: Planktonic foraminifera and biostratigraphy of some northern Florida and Atlantic Costal Plain. Tulane Stud. Geol. Paleont., 9, 1—139.

ALVINERIE, J. — HUNZIKER, J. C. — ODIN, G. S. — POIGNANT, A. — PUJOL, C. 1974: Sur l'age radiométrique de glauconies miocenes d Aquitaine. Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine 16, 159—166.

AMBROSETTI, P. — AZZAROLI, A. — BONADONNA, F. P. — POLLIERI, M. 1972: A scheme of Pleistocene chronology for the Thyrrenian side of central Italy. Boll. Soc. geol. ital., 91, Roma, 169—184.

AMBROSETTI, P. — BONADONNA, F. P. — FERRARA, G. — FORNASERI, M. — TOLEMEO, L. — TONGIORGI, E. 1968: Segnlazione di un livello vulcanico nelle ergille plioceniche della Sabina (Lazio settentrionale). Boll. Soc. geol. ital., 87, Roma, 333—340.

BAGDASARJAN, G. P. — BAJANIK, Š. — VASS, D. 1973: Age radiométrique du volcanisme neogene dans le nord Tunisien. Not Serv. géol. 40, Tunis, 79—93.

BAGDASARJAN, G. P. — DANILOVICH, L. G. 1968: Novye dannye ob absoljutnom vozraste vulkaničeskich obrazovanij Zakarpatja. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 8, Moskva, 15—23.

BAGDASARJAN, G. P. — VASS, D. 1975: Contribution a l' étude géochronologique du Miocène de la Paratethys central. Memoires du B. R. G. M. T. 2, 78, 733—737.

BANDY, O. L. — HORNIBROOK, de N. B. — SCHOFIELF, J. C. 1970: Age relationship of the andesite at Muriwai quarry, New Zealand. N. Zealand. J. Geol. Geophys., 13, 4, 980—995.

BANDY, O. L. — INGLE, Jr. J. C. 1970: Neogene planktonic events and radiometric scale, California. In Bandy, O. L. (editor). Paleontologic zonation and radimetric dating. Geol. Soc. Am. Inc. Spec. Paper 124, 133—174.

BALDI, T. — KECSKEMÉTI, T. — NYIRŐ, R. — DOOGER, C. W. 1961: Neue Angaben zur Grenzzihung zwichen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). Ann. Mus Nat. Hung. Budapest 53, 67—132.

BATIK, P. — MAAMOURI, M. — SALAJ, J. 1973: Le Tortonien dans la zone des écailles. Not. Serv. géol. Tunis 40, 115—119.

BENDER, M. L. 1972: Notes on the fauna of the Chipola formation-XI. Helium — Uranium dating studies of corals. Tulane Stud. Geol. Paleont., 10, 51—52.

BENDER, M. L. 1973: Helium — Uranium dating of corals. Geochim. Cosmochin, Acta, 37, 5, London, 1229—1247.

BERGGREN, W. A. 1969a: Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera. Miropaleontology 15, 3, 351—365.

BERGGREN, W. A. 1969b: Cenozoic chronostratigraphy planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time-scale. Nature, 224, London, 1072—1075.

BERGGREN, W. A. 1972: A Ceozoic time-scale — some implications for regional geology and paleobiography. Lethaia, 5, Oslo, 195—215.

BERGGREN, W. A. — VAN COUVERING, J. 1974: The Lete Neogene. Paleogegr., — climat., — ecology, 16, 1—2, Amsterdam, 1—216.

BIGAZZI, G. — BONADONNA, F. — IACCARINO, S. 1973: Geochronological hypothesis on Plio-Pleistocene boundary in Latium region (Italy). Boll. Soc. geol. ital., 92/2, Roma, 391—422.

BIGAZZI, G. — BONADONNA, F. P. — RADICATI DI BROZOLO, F. 1973: Fission track dating of volcanic glasses in Neogene sediments and Quaternary chronostratigraphic problems. Paper presented at Ecog. 3 — Oxford, sept. 1973 (preprint).

BLOW, W. H. 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann P. and Renz H. H. (editors). Proc. Ist Int. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva 1967, 1. E. J. Brill, Leiden, 199—421.

BORSI, S. — FERRARA, G. — MAZZUOLI, R. 1965: Studio petrografico e datazione con i metodi K/Ar e Rb/Sr di una roccia granitica presso Roccastrada (Grosseto). Atti Soc. tosc. Sci. natur., Ser. A, 72/1, Pisa, 1—23.

BORSI, S. — FERRARA, G. — TONGIORGI, E. 1967: Determinazione con il metodo del K/Ar eta delle rocce nagmatiche della Toscana. Boll. Soc. geol. ital., 86, Roma, 403—410.

BRANDI, G. P. — CERRINA FERONI, A. — DECENDIA, F. A. — GIANNELLI, E. — MONTEFORTI, B. — SALVATORINI, G. 1970: Il Pliocene del Bacino del Tevere fra Celleno (Terni) a Civita Castellana (Viterbo). Atti Soc. tosc. Sci. natur. Mem, Ser. A, 77, Pisa, 308—326.

BRUIJN, H. DE — SONDAAR, P. Y. — ZACHARIASSE, W. J. 1971: Mammalia and foraminifera from the Neogene of Kastellios Hill (Crete) a correlation of continental and marine biozones. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Proceedings, Ser. B, 74/5, Amsterdam.

CARLONI, G. C. — FRANCAVILLA, F. — BORSETTI, A. M. — CATI, F. — D'ONOFRIO, S. — MEZZETTI, R. — SAVELLI, C. 1974: Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle marche centro-meridionali. Geol., 2, 39/2, Bologna, 363—386.

CICHA, I. — HAGN, H. — MARTINI, E. 1971: Das Oligozän der Alpen und der Karpathen. Ein Vergleich mit Hilfe der planktonische Organismen. Mitt. Bayer. St. — Samuel. Paläont. hist. Geol. 11, München, 279—293.

CIVETTA, L. — GASPARINI, P. — ADAMS, J. A. S. 1970: Geochronology and geochemical trends of volcanic rocks from Campania, S. Italy. Eclogae geol. Helv. 63/1, Basel, 57—68.

DALRYMPLE, G. B. — LANPHERE, M. A. 1969: Potassium — Argon Dating W. H. Freeman and Co. San Francisco, 1—258.

DROOGER, C. W. — PAPP, A. — SOCIN, C. 1957: Uber die Genze zwischen den Stufe Helvet und Torton. Anzeiger math. naturw. Klasse der Öster.-Akad. Wiss. Jahrgang 1957, 1, Wien.

DYMOND, J. R. 1966: Potassium — Argon geochronology of Deep-sea sediments. Science v. 152/3726, 1239—1241.

EBERHARDT, P. — FERRARA, G. 1962: Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba Island with potassium-argon measurements. Natur 196, London, 665—666.

EVERDEN, J. F. — EVERDEN, L. K. S. 1970: The Cenozoic time-scale Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, New York, 124, 71—90.

FERRARA, G. — HIRT, B. — MARINELLI, G. — TONGIORGI, E. 1961: Primi risultati sulla determinazione con il metodo del Rb-Sr dell' eta alcuni minerali del' isola d' Elba. Bol. Soc. Geol. ital., 80/2, Roma, 145—150.

GABUNIA, L. K.—RUBINŠTEJN, M. M. 1977: Ob absoljutnom vozraste rubeža paleogen—neogen. Geol. Zborn. Geologica carpath., 28, 1, Bratislava.

GILL, J. B. — MCDOUGALL, I. 1973: Biostratigraphic and Geologic significance of Miocene — Pliocene volcanism in Fiji. Nature 241, London, 176—179.

GLAÇON, G. — ROUVIER, H. 1967: Précisions lithologiques et stratigraphique sur le „Numidien" de Kroumerie (Tunisie septent.) Bull. Scc. geol. France 7, 9/3, Paris, 410—417.

GLAÇON, G. — ROUVIER, H. 1972: Age des mouvements tectonique majeurs en Tunisie septentrionale. C. R. Acad. Sci., France, 274, ser. D, Paris, 1257—1260.

HARLAND, W. B. — SMITH, A. G. — WILCOCK, B. 1964: The Phanerozoic timescale. Geol. Soc. London Quart. Jour. v. 120, Supl. 1—458,.

HORNIBROOK, N. DE B. 1968: Handbook of New Zealand Microfossils. Inform. Ser. Dep. sci. ind. Res., 1—136.

CHARLOT, R. — CHOUBERT, G. — FAURE-MURET, A. — HOTTINGER, L. — MARCAIS, J. — TISSERANT, D. 1967: Note au sujet de l' age isotopique de la limite Miocene — Pliocene au Maroc. C. R. Acad. Aci., France, T 264, ser. D, Paris, 222—224.

CHOUBERT, G. — CHARLOT, R. — FAURE-MURET, A. — HOTTINGER, L. — MARCAIS, J. — TISSERANT, D. — VIDAL, PH. 1968: Note préliminaire sur le volcanisme messinien — "pontien" au Maroc. C. R. Acad. Sci. France., T 266, ser. D, Paris, 197—199.

IKEBE, N. — TAKAYANAGI, Y. — CHIJI, M. — CHIMZEI, K. 1972: Neogene biostratigraphy and radiometric time-scale of Japan — an attempt at intercontinental correlation. Pacif. Geol., 4/1972, Tokyo, 39—78.

JENKINS, D. C. 1966: Planktonic foraminiferal datum planes in the Pacific and Trinidad Tertiary. N. Z. J. Geol. Geophys., 9, 424—427.

JENKINS, D. C. 1971: Radiometric dates and planktonic foraminifera of the Lower Miocene. N. Z. J. Geol. Geophys., 14/A, 905—908.

KOLLMAN, K. 1965: Jungtertiäar im Steirischen Becken. Mitt. Geol. Gesell. Wien 57, Wien, 479—632.

LEHOTAYOVÁ, R. 1974: Vápnitá nanoflora egerienu juž. Slovenska. Manuskript, Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LEHOTAYOVÁ, R. 1975: Biostratigrafická a taxonomická štúdia vápnitej nanoflóry neogénu Západných Karpát. Manuskript — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LEHOTAYOVÁ, R. — BÁLDI — BEKE, M. 1975: Kalkige Nannoflora der Sediment des Egerien. In Bàldi T., Seneš J.,: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. V., OM Egerien, 479—529.

LIPPOLT, J. — BARANYI, I. — TODT, W. 1975; Das Kalium — Argon Alter des Basaltes vom Lavant-Tal in Käarnten. Der Auschuls, Jg. 26/6, Heidelberg, 218—242.

LIPPOLT, H. J. — GENTER, W. — WIMMENAUER, W. 1963: Alterbestimmung nach der Kalium-Argon-Methode an tertiären Eruptivgesteinen Südwestdeutschlands. Jh. geol. Landesamt Baden-Württ. 6, 507—538, Freiburg i. B.

LORENZ, H. G. 1968: Stratigraphische und mikropaläontologiche Untersuchungen des Braunkohlengebietes von Baccinello (Provinz Grosseto-Italien). Riv. ital. Paleont. Stratigr., 74, Milano, 147—270.

MARTINI, E. — MÜLLER, C. 1975a: Calcareous nannoplankton and silicof lagelates from the type Ottnangian and equivalent strata in Austria (Lower Miocene). Proceedings 6th Congr. RCMNS, Veda Bratislava, 121—124.

MARTINI, E. — MÜLLER, C. 1975 b: Calcareous nannoplankton from the Karpathian in Austria. Proceedings 6th Congr. RCMNS, Veda Bratislava, 125—128.

ODIN, G. S. 1973: Resultats de datations radiométriques dans des séries sédimentaires du Tertiaire de ľ Europa occidentale. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam, 2, 15(3), Paris, 317—330.

ODIN, G. S. — HUNZIKER, J. C. 1975: Donnes nouvelles sur ľ âge numérique des glauconies oligo-miocénes de la Paratethys (methode K-Ar). Geol. Práce, Správy 63, Bratislava, 141—148.

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, New Haven, 321—342.

PAPP, A. — CICHA, J. — RÖGL, F. — SENEŠ, J. — STEINIGER, F. — BALDI, T. 1974: Principes de la subdvision stratigraphique de la Paratethys centrale. Memoires B. R. G. M. 78/2, 767—774.

PISHVANOVA, L. S. 1974: Le Tortonien inférieur de ľ Ukraine et ses analogues en Europe occidental. Memoire B. R. G. M., 78/2, 775—783.

RITTMAN, A. 1948: Origine e defferenziazione del magma ischitano. Schweiz. mineral petrofr. Mitt. 28, 643—698.

RODDA, P. — SNELLING, N. J. — REX, D. C. 1967: N. Z. J. Geol. Geophys. 10, 1248.

RYAN, W. B. F. — HSÜ, K. J. et al. 1973: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. vol. 13, p. 2, Washington, U. S. Governement Printing Office, 517—1447.

RYAN, W. B. F. — CITA, M. B. — DREYFUS RAWSON, M. BRUCKLE, L. H. — SAITO, T. 1974: Paleomagnetic Assignment of Neogene Stage Boundaries etc. Riv. ital. Paleont. 80/4, Milano, 631—688.

SENEŠ, J. 1973: Corelation hypoteses of the Neogene Tethys and Paratethys. Giornale di Geologia 2a 39/1, Bologna, 271—286.

SENEŠ, J. 1974: Report of the Working group on Paratethys. Report on activity of the R. C. M. N. S. (Working groups. 1971—1975, Bratislava, 119—120.

SELLI, R. 1970: Report on the absolute age. Giornale do Geologia, 2, 35/1, Bologna, 51—59.

STEININGER, F. — RÖGL. F. — MARTINI, E. 1975: Current Oligocene (Miocene Biostratigraphic concept of the Central Paratethys. Preprint from Newsletters on Stratigraphy.

THEYER, F. — HAMMOND, S. R. 1974: Cenozoic Magnetic time scale in deep-sea cores Competion of the Neogene. Geology, 1974, 487—492.

TOBIEN, H. 1958: Die Bedeutung der unterpliozänen Fossilfundstätte Höweneg für die Geologie des Hegaus. Jh. Geol. Landesamt. Baden-Württ. 2, Freiburg i. B., 193—208.
TURNER, D. L. 1970: Potassium-argon dating Pacific Coast Miocene foraminiferal Stages. In: Bandy O. L., (editor) Paleontologic zonation and radiometric dating. Geol. Soc. Amer. Inc. Spec. Paper 124, 91—129.
VAN COUVERING, J. A. — MILLER, J. A. 1971: Late Miocene, marine and non-marine time-scale in Europe. Nature 230, London, 559—564.
VAN COUVERING, J. A. 1972: Radiometric calibration of the European Neogene. In Bishop, W. W. — Miller, J. A. 1972: Calibration cf Homoid evolution, Scott. Acad. Press, 247—271.
VASS, D. — BAGDASARJAN, G. P. — KONEČNÝ, V. 1971: Determination of the absolute age of the West Carpathian Miocene. Földt. Közl., 101, 2—3, Budapest, 321—327.
VASS, D. — BAGDASARJAN, G. P. — BAJANÍK, S. 1974: Contribution to the Neogen radiometric time-scale from Northern Africa. Geol. Mag. 111, 2, Cambridge, 149—155.
VASS, D. 1975: Report of the Working group on Radiometric age and paleomagnetism. Report on activity of the RCMNS Working grou 1971—1975, Bratislava, 103—117.
VASS, D. — SLÁVIK, J. — BAGDASARJAN, G. P. 1975: Radiometric timescale for Neogene of Paratethys (state to august 1, 1974): Proceedings 6th Congr. RCMNS, Veda Bratislava, 259—297.
VASS, D. — SLÁVIK, J. 1975: The radiometric calibration of Paratethys Neogene. Geol. Práce, Správy 63, Bratislava, 131—139.
VASS. D. — BAGDASARJAN, G. P. (IN LIT.): A radiometric time-scale for Neogene in Paratethys regiong.

D. Vass

## Rádiometrická svetová časová škála neogénu (stav k začiatku roku 1976)

Resumé anglického textu

V práci je predložená rádiometrická časová škála neogénu zostavená na základe 159 rádiometrických vekov, ktorých biostratigrafický vek je definovaný vo vzťahu k morskej biostratigrafii neogénu (štandartné planktonické a nanoplanktonické zóny). Rádiometrické veky hraníc jednotlivých stupňov boli vypočítané pomocou štatistickej procedúry. Rádiometrické veky hraníc jednotlivých stupňov neogénu sú nasledovné:

| | |
|---|---|
| pliocén/pleistocén | 2,0 mil. rokov |
| messin/pliocén | 5,05 ± 0,44 mil. rokov |
| tortón/messin | 7,95 ± 0,43 mil. rokov |
| serraval/tortón | 12,19 ± 0,46 mil. rokov |
| langh/serraval | 15,03 ± 0,51 mil. rokov |
| sp. miocén/langh | 16,27 ± 0,55 mil. rokov |
| oligocén/miocén | 23,5 − 24,0 mil. rokov |

Táto škála sa v mnohých bodoch líši od škály, ktorá sa bežne užívala na Západe a ktorej autorom bol Berggren (1969—1974). Na druhej strane predkladaná škála je veľmi blízka ku korelačnej paleomagneticko-rádiometrickej škále, ktorú navrhli Ryan et al. (1974), v ktorej sú zohľadnené predovšetkým

najnovšie výsledky paleomagnetických výskumov neogénu. Berggrenova škála zostavená selektívnou metódou sa ukazuje ako neobjektívna a nevhodná pre interregionálnu koreláciu.

Na základe korelácie neogénu Paratetýdy s neogénom Stredomoria je ukázaná jedna z mnohých možností využitia rádiometrickej časovej škály neogénu v oblasti základného výskumu. Možnosti využitia škály sú však oveľa širšie vrátane tektogenézy, vulkanológie, metalogenézy a s nimi súvisiacich odborov aplikovanej geológie.

Napriek nespornému prínosu škály práca ukazuje aj jej slabé miesta (ide hlavne o rádiometrickú definíciu tých časových úsekov, z ktorých chýbajú spoľahlivé radiometrické veky) a problémy, ktoré bude treba riešiť v budúcnosti.

Geologické práce, Správy 70 • str. 237—242 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Miroslav Ivanov — Milan Petro

# Paragenetické pomery na polymetalickom zrudnení pri Muránskej Hute

V okolí Muránskej Huty, cca 1 km jv. od obce v doline Tarčova, cca 600 m sv. od k. 638 sa nachádza polymetalický rudný výskyt ktorý bol predmetom kutacích prác začiatkom tohto storočia. Posledné kutacie práce tu vykonával v rokoch 1926—1927 banský podnikateľ K. Horal, ktorého niektoré informácie o priebehu tunajšieho zrudnenia sa zachovali v pasportoch k surovinovým mapám mierky 1 : 200 000. Dnes je toto ložisko neprístupné.

Nakoľko tento rudný výskyt nebol v minulosti kompletnejšie mineralogicky spracovaný, hoci paragenetické pomery na ložisku značne harmonizujú s metalogenetickými pomermi v oblasti Muránskej plošiny a širšieho okolia, venovali sme mu pozornosť. Štúdijný materiál pre mineralogicko-geochemické štúdie sme získali len z haldového materiálu.*

## Geologicko-ložiskové pomery

Ložisko bolo nafárané na dvoch obzoroch krátkymi prekopmi, od ktorých banské práce pokračovali smerom po zrudnení — v dĺžke asi 200 m. Smer zrudnenia je SV—JZ a jeho úklon 60—70° k JV. Zrudnenie malo údajne značne nepravidelný charakter a nedosahovalo veľké rozmery (len niekoľko dm mocnosti — lokálne okolo 1 m). Pokiaľ sme mohli usudzovať z rudného materiálu na haldách, mocnosť dosahovala v priemere asi 40 cm.

Zrudnenie je hydrotermálneho pôvodu a nachádza sa v biotitických pararulách. Má žilný, až impregnačno-žilný charakter. Často rudnú výplň tvorí len sústava drobných niekoľko cm mocných žiliek (žilníkový ráz zrudnenia).

Okolorudné premeny na ložisku sú minimálne a obmedzujú sa poväčšinou len na silicifikáciu biotitických pararúl.

Na základe makroskopického štúdia rudného materiálu na haldách a mikrosko-

RNDr. M. Ivanov, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava, P. g. M. Petro, Slovenský geologický úrad, Prievozská cesta 30, Bratislava.
(Poznámka: M. Petro v roku 1963, M. Ivanov v roku 1964, 1970).

* Výsledky konečného spracovania štúdijného materiálu podávame spoločne v tomto príspevku.

pického štúdia nábrusov, mohli sme konštatovať že tunajšie zrudnenie má polymetalický charakter a priebiehalo vo dvoch mineralizačných periódach.

Počas prvej mineralizačnej periódy došlo k vylučovaniu sideritu I. generácie v doprovode s hydrotermálnym kremeňom a pyritom.

Počas druhej mineralizačnej periódy (relatívne mladšej), ktorá prebiehala ešte za intermineralizačnej tektoniky oddelujúcej prvú a druhú periódu, došlo k vylučovaniu sideritu II. generácie, kremeňa, pyritu, arzenopyritu, galenitu, sfaleritu a o niečo mladšieho chalkopyritu a tetraedritu.

Okrem týchto sulfidov bol v jednom prípade zistený ďalší minerál, pravdepodobne zo skupiny sulfosolí, ktorý sa nám pre malé rozmery nepodarilo bližšie určiť.

Na laserovom spektrografe ako hlavný jeho prvok bol zistený Sb, ako vedľajší Cu. Vystupuje ako minerál ihličkovitého habitu v kremeni, je anizotrópny a je sivobielej farby.

## Opisy minerálov a ich sukcesia vylučovania

Siderit I. generácie: Patrí k najrozšírenejšiemu minerálu predmetného zrudnenia. Býva tmavohnedej farby. Je strednokryštalický až hrubokryštalický. Nachádza sa najmä v okrajových častiach žiloviny. Vystupuje v asociácii s kremeňom a sporadickým pyritom. Jeho existencia bola dokázaná mikroskopicky i röntgenometricky (RTG R. Gavenda).

Kremeň: Jeho vylučovací interval je značne široký. V počiatočnej fáze spôsobuje silifikáciu okolných hornín. Sprevádza I. i II. mineralizačnú periódu. Preniká cez siderity oboch generácií v podobe siete nepravidelných žiliek.

V geopách tvorí i samostatné idiomorfné kryštálky spolu so sulfidmi II. periódy. Na niektorých vzorkách, kde sa uplatnila intermineralizačná tektonika, stmeluje brekcie sideritu.

Pyrit: Vyskytuje sa v obidvoch mineralizačných periódach. V prvej tvorí idiomorfné jedince vtrúsené medzi sideritmi I. generácie. Zdá sa, že ich vylučovanie z rudných roztokov bolo v tomto prípade časove zhodné a jeho množstvo je závislé od prítomnosti sulfátneho aniónu v hydrotermálnych roztokoch.

V druhej mineralizačnej perióde pyrit je hojnejší a tvorí zväčša nepravidelné žilky a jedince a je súčasťou sulfidickej mineralizačnej fázy. Asociuje často s arzenopyritom, s ktorým spolu stoja na začiatku sukcesie vypadávania sulfidických minerálov.

Siderit II. generácie: na rozdiel od sideritu I. generácie vyznačuje sa svetlohnedou až okrovou farbou a jemnozrnným habitom. Makroskopicky pripomína dolomit, prípadne ankerit, avšak röntgenometrické štúdie ukázali, že ide o siderit. Je dokázateľne mladší ako siderit I. generácie. Preniká ním v podobe zilôčiek. Je preň charakteristické, že spolu s ním asociuje hlavná masa sulfidických minerálov pozorovaných na tunajšom rudnom výskyte.

Arzenopyrit: V procese mineralizácie sa vylučuje spolu s pyritom II. generácie. Najčastejšie vytvára drobné jedince idiomorfných tvarov s kosoštvorcovým, príp.

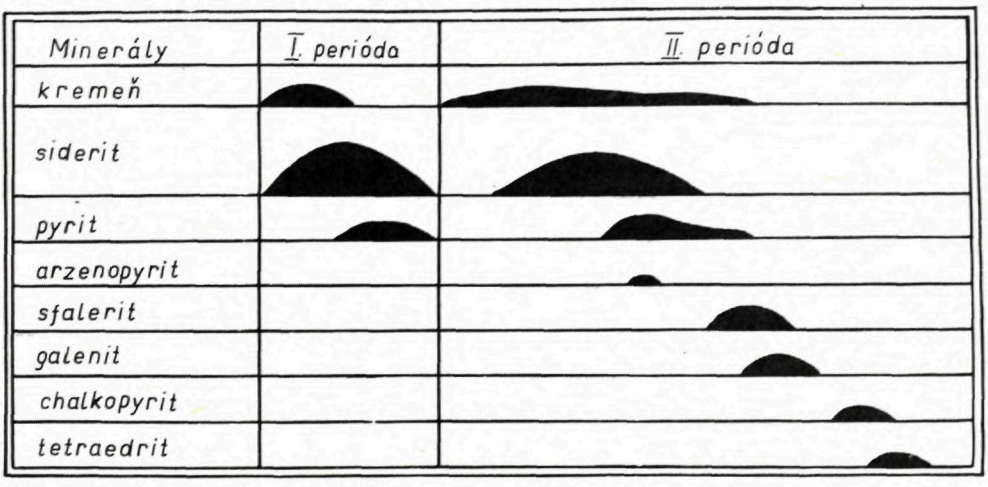
tabuľkovitým prierezom. Jeho výskyty sú však veľmi sporadické. (Bol pozorovaný len na obmedzenom počte vzoriek). Taktiež zo spektrálnych analýz rudniny vidíme, že As bol zastúpený v hydrotermálnych roztokoch len lokálne.

Sfalerit : Spolu s galenitom tvorí hlavnú časť sulfidickej fázy na tunajšom zrudnení. Vyskytuje sa v nepravidelných alotriomorfných tvaroch (žilôčkach). Bol pozorovaný tiež v geodových dutinkách spolu s kremeňom a galenitom. Makroskopicky má obyčajne tmavohnedé zafarbenie.

Galenit: Podobne ako sfalerit vytvára sieť nepravidelných tvarov hlavne v siderite II. generácie, príp. na hranici kremeňa a sideritu. Na nábrusoch v ňom pozorovať charakteristické štiepne trojuholníky.

Chalkopyrit : Je ďalším minerálom sulfidickej fázy. Zreteľne spolu s tetraedritom sa vylučoval v záverečnej fáze mineralizačného procesu. Hydrotermálne roztoky boli obohatené o meď až ku koncu mineralizácie.

Schematické znázornenie sukcesie vylučovania minerálov na ložisku Muránska Huta Tab. 1




Vytvára buď žilôčky prenikajúce staršími minerálmi, príp. sa vyskytuje v podobe nepravidelných tvarov na hraniciach už vyššie opísaných sulfidov. Tvorí tiež často samostatné zhluky (veľkosti až 0,5 cm) v siderite II. generácie.

Tetraedrit : je najmladším minerálom druhej mineralizačnej periódy. Ako už bolo spomenuté, asociuje s chalkopyritom ktorý často tiež zatláča v podobe napravidelných tvarov. Najčastejšie sa vyskytuje však pri okrajoch sideritu II. generácie a chalkopyritu. Býva svetlosivej farby.

Sekundárne minerály: Vplyv atmosferilií zanechal viditeľné mikroskopické a niekedy i makroskopické zmeny na mineráloch tunajšieho rudného výskytu. Vplyvom oxidačných faktorov pozorujeme na povrchu sideritov intenzívnejšie tmavohnedé zafarbenie za vzniku geotitu (ktorý bol tiež RTG zistený).

Na povrchu galenitov pozorujeme vznik ceruzitu (postupujúci sieťovite od kraja minerálov k ich stredu), u sfaleritu v tej istej situácii zase smitsonit.

Taktiež pomerne často býva oxidačnými procesmi postihnutý chalkopyrit, a to za vzniku malachytu a mikroskopicky pozorovateľného kovelinu a chalkozinu.

Pyrity, arzenopyrity a tetraedrity zostávajú v povrchových podmienkach viac-menej stále.

Pre názornejší obraz sukcesie vylučovania minerálov na tunajšom rudnom výskyte sme zostrojili tabuľku (viď tab. 1.).

## Geochemické pomery

Pre geochemický obraz predmetného zrudnenia nám môže poslúžiť nasledujúcich 12 spektrálnych analýz (tab. 2).

Vzorky MH-1, 2, 3, 7, 8, 9 dokumentujú spektrum prvkov z rudných materiálov, kde sulfidická mineralizačná fáza je viditeľne zastúpená. Vzorky MH-4, 5, 6, 10, 11, 12 dokumentujú spektrum prvkov z rudného materiálu (poväčšine sideritu), kde sulfidická fáza je len málo zastúpená.

Výsledky spektrálnych analýz potvrdzujú prítomnosť hlavne sfaleritu, galenitu, menšieho množstva chalkopyritu a tetraedritu (Sb). Cadmium sa zrejme izomorfne viaže na sfalerity, striebro na galenity (menej tetraedrity). Z ďalších stopových rudných prvkov si zasluhuje pozornosť stabilné vystupovanie Co, Ni v zrudnených vzorkách. Ostatné prvky spektier majú len menší význam.

## Zhodnotenie výsledkov

Keď porovnáme ložisko Muránska Huta s parageneticky mi a geochemickými pomermi na najbližších polymetalických ložiskách okolia, vidíme do značnej miery zhodu s ložiskom Dúhovo — jv. od Tisovca, spracované P. Lázničkom 1964 a ložiskom Lívius-Samuel na Lapinke — j. jz. od Novej Maše, spracované Z. Poubom 1951 a M. Ivanovom 1967. Mineralogicky tu vystupujú obdobné rudné minerály, dokonca aj ich sukcesia vylučovania je analogická.

Záverom, hodnotiac celkovo rudný výskyt na lokalite Muránska Huta, môžeme ho považovať za žilný produkt metalogenetických procesov, ktoré sa odohrali v oblasti muránskeho mezozoika a jeho okolia.

Ako už jeden z autorov (M. Ivanov 1967) v minulosti publikoval, hypocentrum tohto zrudnenia možno očakávať v podloží muránskeho mezozoika a jeho prejavy zrudnenia najmä v struženickej sérii.

(Poznámka: M. Petro považuje toto ložisko za súčasť Fe-karbonatického pruhu rudných ložísk a výskytov v severných veporidách, ktorý je parageneticky a časom vzniku zhodný s vývojom sideritovej formácie v oblasti Spišsko-gemerského rudo-

Spektrálne analýzy z rudného výskytu — Muránska Huta

Tab. 2

| Geol. značka | Si | Al | Ca | Mg | K | Na | Li | Mn | Fe | Zr | Ti | Ba | Pb |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MH-1 | 6 | 5 | 1 | 5 | 3 | 2 | 1 | 4 | 6 | 2 | 3 | 2 | 4 |
| MH-2 | 5 | 2 | 1 | 4 | 2 | 1 | 1 | 3 | 6 | — | 2 | — | 4 |
| MH-3 | 5 | 2 | 1 | 4 | 2 | 1 | 1 | 3 | 6 | — | — | — | 3 |
| MH-7 | 6 | 3 | 1 | 5 | 2 | 1 | 1 | 3 | 5 | — | 2 | — | 5 |
| MH-8 | 6 | 3 | 1 | 5 | 2 | 1 | 1 | 3 | 6 | — | 2 | 1 | 5 |
| MH-9 | 6 | 3 | 1 | 5 | 2 | 1 | 2 | 3 | 6 | — | 2 | 1 | 5 |
| MH-4 | 4 | 2 | 1 | 5 | 2 | 1 | — | 4 | 6 | — | — | 2 | 2 |
| MH-5 | 4 | 2 | 1 | 5 | 2 | 1 | — | 4 | 6 | — | — | 2 | 2 |
| MH-6 | 5 | 3 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 4 | 6 | — | 2 | 2 | 1 |
| MH-10 | 5 | 3 | 1 | 5 | 2 | 1 | 1 | 3 | 6 | — | 2 | — | 3 |
| MH-11 | 5 | 2 | 1 | 5 | 2 | 1 | 1 | 3 | 6 | — | 2 | — | 2 |
| MH-12 | 5 | 2 | 1 | 5 | 2 | 1 | 1 | 4 | 6 | — | 2 | 1 | 4 |

| Geol. značka | Zn | Cu | Sb | As | Ag | Cd | Yb | Co | Ni | Cr | Mo | Ga | Rb |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MH-1 | 5 | 2 | 3 | — | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | — | 1 | 1 |
| MH-2 | 5 | 3 | 3 | — | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | — | 2 | — | — |
| MH-3 | 4 | 4 | 3 | — | 3 | — | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | — | — |
| MH-7 | 5 | 3 | — | — | 3 | 3 | — | 2 | 2 | 1 | — | 1 | — |
| MH-8 | 5 | 3 | — | — | 3 | 2 | — | 2 | 2 | 1 | — | 1 | — |
| MH-9 | 5 | 3 | 4 | — | 3 | 2 | — | 2 | 2 | 2 | — | 1 | — |
| MH-4 | 3 | 2 | — | — | 1 | — | 2 | — | 2 | — | 2 | — | — |
| MH-5 | 3 | 2 | — | — | 1 | — | 2 | — | 2 | — | 2 | — | — |
| MH-6 | 3 | 2 | — | — | 1 | — | 2 | — | 2 | 1 | 2 | — | — |
| MH-10 | 3 | 3 | — | — | 2 | — | — | 2 | 2 | 1 | — | 1 | — |
| MH-11 | 3 | 3 | 3 | — | 2 | — | — | 2 | 2 | 1 | — | 1 | — |
| MH-12 | 4 | 4 | 4 | 3 | 3 | 2 | — | 2 | 3 | 1 | — | 1 | — |

Vysvetlivky: 6 = konc. prvku 100 — 10 %
5 = konc. prvku 10 — 1 %
4 = konc. prvku 1 — 1/10 %
3 = konc. prvku 1/10 — 1/100 %
2 = konc. prvku 1/100 — 1/1000 %
1 = konc. prvku 1/1000 — 1/10 000 %

horia. Prítomnosť Pb-Zn mineralizácie na tunajšom zrudnení je podľa neho prejavom zasahovania už južnejšie vyvinutej hydrotermálnej Pb-Zn zóny vo veporidách).

Vek tunajšieho zrudnenia považujeme za alpínsky, (kriedový). Rudné prejavy v tejto oblasti javia úzku genetickú a časovú súvislosť s kriedovými metalogenetickými procesmi, ktoré sa odohrali v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Do tlače odporučil J. Ilavský.

## Literatúra

HORAL, K. 1959: Pasporty k niektorým metalogenetickým výskytom veporíd a Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANOV, M. 1967: Metasomatické polymetalické a pyritové zrudnenie Muránskej plošiny. Geol. Práce, Správy 43. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANOV, M. 1970: Záverečná správa z výskumu metasomatických rudných výskytov v karbonátových horninách mezozoika (2. etapa). Rukopis-archív Geol. Ust. D. Štúra, Bratislava.

LÁZNIČKA, P. 1964: Geologicko-mineralogické poměry rudního výskytu Duhovo a jeho okolí. Geol. Práce, Správy 31. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava

PETRO, M. 1963: Vysvetlivky k listu Revúca 1 : 50 000 — nerastné suroviny. Rukopis archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

POUBA, Z. 1951: Olovo-zinkové rudy zo severného úpätia Muránskej plošiny. Rozpravy, 2, Čsl. Akad., 61, 41, Praha.

Geologické práce, Správy 70 • str. 243—258 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

Gejza Timčák — Eva Hroncová

# Fel-fortran program pre úplnú Niggliho klasifikáciu magmatických typov pomocou počítača

Doteraz vypracovaný program pre Niggliho klasifikáciu na našom pracovisku (G. Timčák et al. 1969/1972) bol zameraný iba na výpočet koeficientov al, alk, si, c, k, fm, mg a (al-alk). Zaradenie horniny do magmatických typov v zmysle pôvodnej klasifikácie (P. Niggli 1936) sa prevádzalo manuálne. Táto práca však vzhľadom k veľkému počtu typov vymedzených Nigglim, ako aj k systému, ktorým boli jeho tabuľky usporiadané, bola časovo značne náročná. Preto v rámci riešenia úlohy II-8-3/1 a potom II-4-6/8 sa prikročilo k algoritmizácii kompletnej verzie Niggliho klasifikácie (G. Timčák et al. 1975).

Niggliho hierarchický systém (okrem globálneho delenia na normálne, peralkalické, peralické magmy, magmy bohaté na karbonáty a peracidické magmy) zahrňuje tri stupne: „magmatický typ", „magmatickú skupinu" a „rad magiem". Zaradenie skúmanej horniny sa prevádza na základe hodnôt koeficientov si, al, fm, c, alk, k a mg. Zadelenie do magmatických radov sa prevádza na základe obsahu alk (u magiem normálnych), u peralkalických magiem sa triedenie prevádza na základe obsahu al. U peralických magiem jemnejšie triedenie sa nauvádza, len tak, ako u magiem karbonatických a veľmi bohatých na Si (peracidických).

Klasifikácia v rámci skupín sa vykonáva na základe hodnôt charakterizujúcich koeficientov. Numerickú klasifikáciu sťažuje fakt, že u typov sú uvádzané príklady prepočítané z reálnych analýz, bez tolerancie u hodnôt, ktoré nie sú v rámci skupinových kritérií.

Pri algoritmizácii tejto metódy sme narazili na dve prekážky: 1. množstvo prekrývajúcich sa medzných podmienok, 2. relatívne veľké nároky a pamäť počítača. Kým druhý problém sme vyriešili rozčlenením programu na subrutiny, prvý sme museli riešiť arbitrárnym zjednotením medzných podmienok. Nakoľko išlo vždy o rozdiely pomerne malé, tieto modifikácie neovplyvnia negatívne systém klasifikácie. Zoznam zmien podmienok je uvedený v tab. 1.

Orientačná bloková schéma programu, ktorý je napísaný vo FEL-FORTRANe, je uvedená na obr. 1. Z vlastného programu uvádzame iba úvodnú časť (obr. 2). Celý

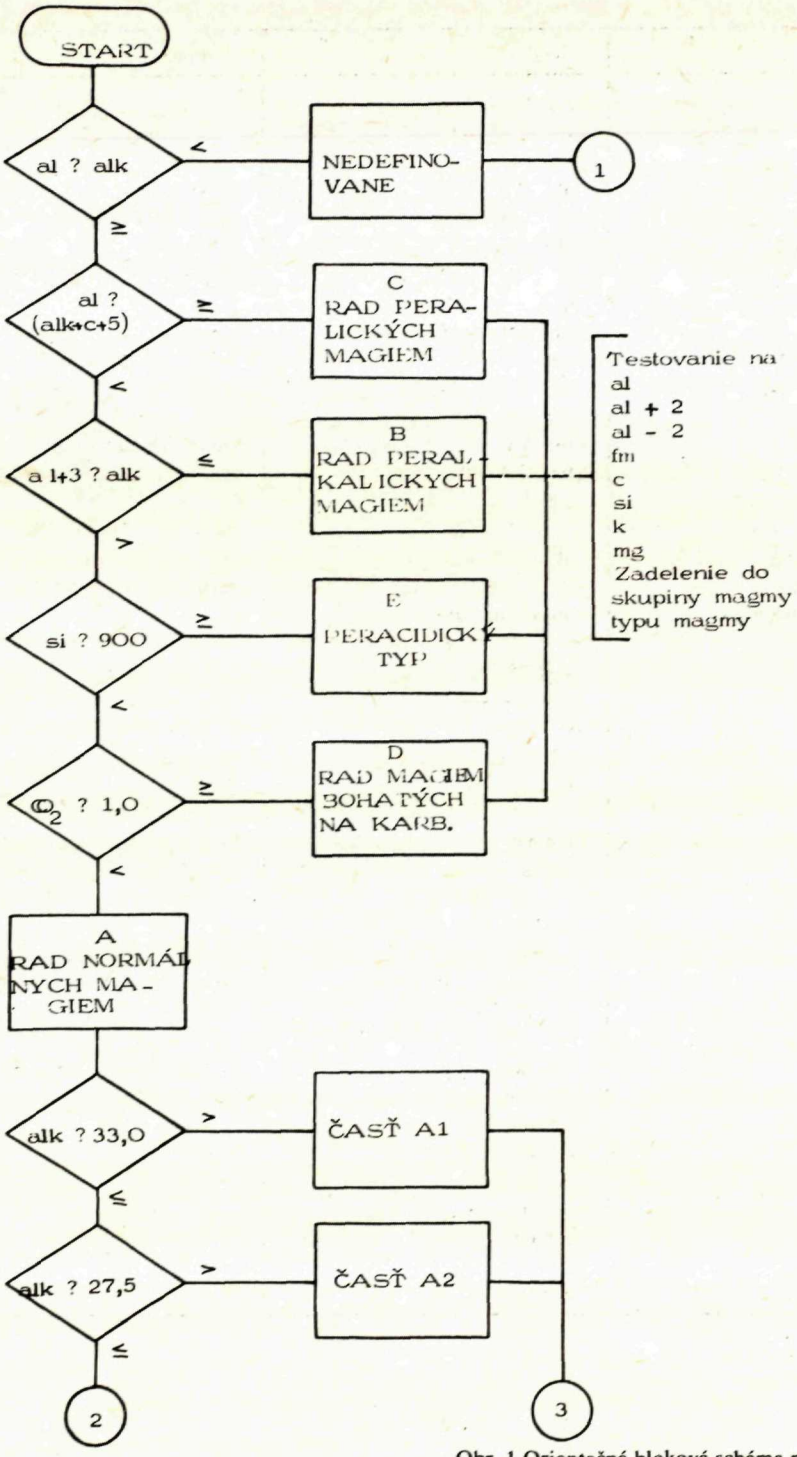
Dr. Ing. G. Timčák, Ing. E. Hroncová, Výskumné laboratórium Baníckej fakulty VŠT, Oddelenie numerických a analytických metód v baníctve, Park J. A. Komenského 17, 043 84 Košice

Tabuľka 1

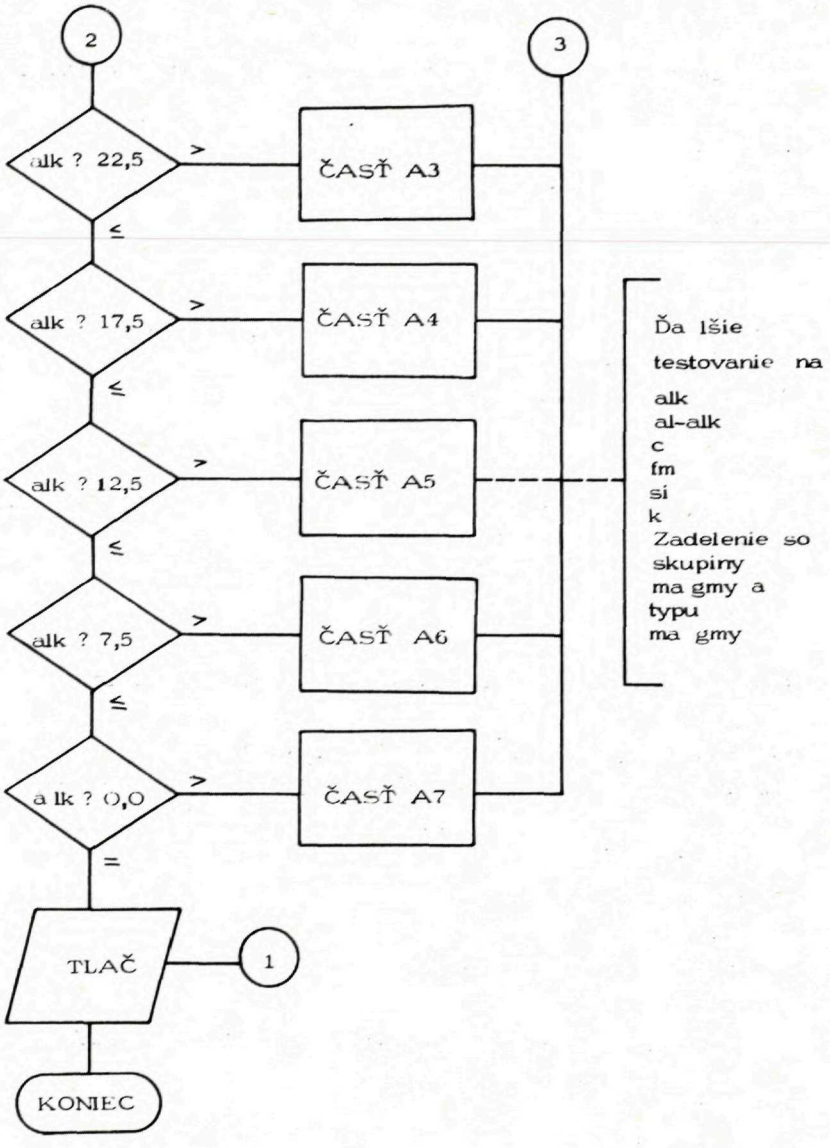
Zmenené podmienky pri Niggliho klasifikácii

| typ | Niggli | Úprava |
|---|---|---|
| A-I-1-b | si = 300 — 240 | si = 300 — 245 |
| | si = 220 — 150 | si = 200 — 150 |
| A-I-1-c | si = 220 — 130 | si = 210 — 130 |
| A-II-2-a | c ± 10 | c = 8 — 12 |
| | si = 220 — 140/120 | |
| | al — alk = sotva nad | |
| | 15, ale väčšie ako 5 | al — alk = 5 — 17 |
| A-II-2-b | al — alk sotva viac | |
| | ako 8 | al — alk ≤ 8 |
| A-III-2-a | si = 150 — 70 | si = 130 — 70 |
| | fm = 20 — 32 | fm = 20 — 26 |
| | fm < 33 | fm < 37 |
| | si = 150 — 70 | si = 130 — 70 |
| | fm > 32,5 | fm > 33 |
| A-III-2-b | al sotva nad 33 | fm < 34 |
| | al — alk sotva nad 10 | al — alk < 11 |
| A-IV-1-a | al sotva nad 40 | al < 41 |
| | c > 24 | c > 25 |
| A-IV-1-b | si = 180 — 160 | si = 175 — 160 |
| A-IV-1-c | fm > 32,5 | fm > 36 |
| | al menšie ako fm | al < 28 |
| | al okolo 30 | al = 28 — 32 |
| | al — alk niečo nad 12,5 | al — alk ≤ 13,5 |
| | al — alk malé | al — alk ≤ 4 |
| A-IV-2-e | fm > 35 | fm ≥ 36 |
| | fm > 41 | fm > 42 |
| | al — alk negatívne, | |
| | 0 alebo pozitívne | al — alk = — 2 → + 2 |
| | al > 19 | al > 20 |
| A-V-1-a | si = 150 — 85 | si = 150 — 90 |
| | si = 100 — 60 | si = 90 — 60 |
| A-V-1-b | si málo nad 160 a ≥ 100 | 100 ≤ si ≤165 |
| A-V-1-c | si = 300 — 175 | si = 300 — 180 |
| A-V-1-d | c vysoké | c > 30 |
| A-V-2-c | al = 20 — 27 | al = 20 — 26 |
| | fm = 30 — 38 | fm = 30 — 36 |
| | c> 26 | c > 25 |
| A-V-2-d | si > 180 | si > 200 |
| | si ≤ 180 alebo do 215 | si ≤ 200 |
| | si = 215 — 100 | Si = 200 — 100 |
| | si = 180 — 90 | si = 200 — 90 |
| | si = 180 — 110 | si = 200 — 110 |
| A-V-2-e | c = 17,5 — 27,5 | c = 20 — 28 |
| A-VI-1-d | fm = 35 — 40 | fm = 37,5 — 40 |
| | si = 180 — 110 | si = 120 — 180 |

| typ | Niggli | Úprava |
|---|---|---|
| A-VI-1-d | c > 16 | c > 17,5 |
| | si = 150 — 110 | si = 150 — 115 |
| | c > 24,5 | c > 25 |
| | al < 20 | al < 19 |
| | si = 110 — 70 | si = 115 — 70 |
| | al = 17 — 25 | al = 19 — 25 |
| | fm = 45 — 52,5 | fm = 46 — 53 |
| | al = 20 — 27 | al = 19 — 25 |
| | fm = 40 — 45 | fm = 40 — 46 |
| A-VI-2-b | c = 15 — 25 | c = 15 — 27,5 |
| A-VI-2-c | fm = 28 — 54 | fm = 38 — 50 |
| | c > 38 | c > 39 |
| | fm okolo 40 | fm = 37 — 43 |
| A-VI-2-d | fm okolo 60 | fm = 58 — 62 |
| | c malé | c < 3 |
| A-VII-4-a | al = 20 — 26 | al = 21 — 26 |
| A-VII-5 | al = 17,5 — 22 | al = 17,5 — 21 |
| A-VII-6 | al ≤ 18,5 | al ≤ 17,5 |
| A-VII-6-a | alk veľmi nízke | alk ≤ 2,0 |
| | si = 100 — 50 | si = 100 — 60 |
| | si < 65 | si < 60 |
| A-VII-6-b | si = 100 — 75 | si = 100 — 76 |
| | si = 78 — 40 | si = 76 — 40 |
| | alk blízke 0 | alk ≤ 3 |
| A-VII-6-c | si = 70 — 40 | si = 70 — 50 |
| B-I | mg malé | mg ≤ 0,2 |
| | k malé | k ≤ 0,4 |
| B-I-1 | c nízke | c < 5 |
| | c vyššie | c > 5 |
| | si okolo 100 | si = 110 — 90 |
| B-I-2 | c nízke | c < 5 |
| B-I-2 | si = 320 — 200 | si = 320 — 210 |
| | c relat. vyššie | c > 5 |
| | si = 220 — 110 | si = 210 — 110 |
| B-II | vysoké k a mg | k ≥ 0,8; mg ≥ 0,8 |
| B-III | al ~ fm | al = fm ± 2 |
| | c okolo 20 | c = 18 — 22 |
| | c malé | c < 8 |
| | mg nízke | mg ≤ 0,15 |
| | k malé | k ≤ 0,4 |
| | c malé | c ≤ 7 |
| | c malé | c ≤ 8 |
| B-IV-2 | c malé | c ≤ 8 |




Obr. 1 Orientačná bloková schéma programu




Obr. 1 — pokračovanie

Obr. 2 Hlavný program a subrutina PERALK

```
c      program pre niggliho klasifikaciu  - dodatok k povodnemu
c      programu
       dimension a(8),b(8)
       do 2 i=1,8
       a(i)=0.0
     2 b(i)=0.0
c
  1111 read(1,500) nr,nazov
   500 format(i0,2a6)
       if(nr.eq.0) go to 9999
c
       write(2,600) nazov
   600 format(1h1/' 1975/76       minsk/tesla     hroncova timcak
      /  vlbf'////'cislo analyzy:',2a6///)
       read(1,501) (a(i),i=1,8),(b(i),i=1,2)
   501 format(f0.0)
c
c      vybrat po zluceni s povodnym niggliho programom
c
       write(2,601)(a(i),i=1,8),(b(i),i=1,2)
   601 format(3x,'niggliho hodnoty:'//,3x'       al      alk       si
       /        c        k        fm        mg       co2    cr2o3  al-alk
       /'//10f8.2///)
       if(a(1).ge.a(2)) go to 10
c     b(2)=al-alk ++++++
       if(b(2).gt.-3.0) go to 10
       write(2,602)
   602 format(3x//' al-alk je mensie ako -3.0, t.j.spada mimo
      / definovane hranice')
       go to 1111
    10 e=a(2)+a(4)+5.0
c      e=alk+c5  ++++++++++++++
       if(a(1).ge.e) go to 11
       f=a(1)+3.0
c      f=al+3 ++++++++++++++++++++++
       if(f.lt.a(2)) go to 12
       if(a(3).ge.900.0) go to 13
       if(a(8).ge.1.0) go to 14
```

```
      call normag(a,b)
      go to 1111
   11 if(a(8).ge.1.0) go to 14
      if(a(3).lt.170.0)go to 15
      write(2,603)
  603 format(3x///'magma  p e r a l i c k a')
      write(2,604)
  604 format(3x///' typ magmy: raglanitický')
      go to 1111
   15 if(a(3).lt.130.0) go to 16
      write(2,603)
      write(2,605)
  605 format(3x///' typ magmy: plumasitický')
      go to 1111
   16 if(a(3).lt.35.0) go to 17
      write(2,603)
      write(2,606)
  606 format(3x///' typ magmy: korunditický ')
      go to 1111
   17 if(a(3).ge.10.0) go to 18
      write(2,603)
      write(2,607)
  607 format(3x////' nedefinovane, topograficky najblizsi typ je')
      write(2,608)
  608 format(3x/'              chromitický')
     go to 1111
   18 if(b(1).gt.0.0) go to 19
      write(2,603)
      write(2,607)
      write(2,608)
      go to 1111
   19 write(2,603)
      write(2,608)
      go to 1111
   12 if(a(8).ge.1.0) go to 14
      call peralk(a,b)
      go to 1111
   13 if(a(8).ge.1.0) go to 14
      if(a(3).le.2200.0) go to 20
      if(a(1).lt.40.0) go to 20
```

```
      if(a(2).lt.3.0) go to 20
      write(2,609)
  609 format(3x///'magma  v e l m i  b o h a t a  na si')
      write(2,610)
  610 format(3x//' typ magmy : peracidicky')
      go to 1111
   20 write(2,609)
      write(2,607)
      write(2,610)
      go to 1111
   14 if(a(1).lt.32.0)go to 21
      write(2,611)
  611 format(3x///'magma bohata na  k a r b o n a t y')

      write(2,612)
  612 format(3x///' typ magmy: ')
      write(2,613)
  613 format(3x/'              feniticky')
      go to 1111
   21 if(a(1).lt.18.0) go to 22
      write(2,611)
      write(2,612)
      write(2,614)
  614 format(3x/'              kalcitsyeniticky')
      go to 1111
   22 if(a(1).lt.3.0) go to 23
      write(2,611)
      write(2,612)
      write(2,615)
  615 format(3x/'              dolomitkarbonaticky')
      go to 1111
   23 if(a(1).lt.1.0) go to 24
      write(2,611)
      write(2,612)
      write(2,616)
  616 format(3x/'              kalcitdolomiticky')
      go to 1111
   24 write(2,611)
      write(2,607)
      write(2,616)
```

```
      go to 1111
9999  stop
      end
c                         peralicke magmy
c     ¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤¤
      subroutine perelk (a,b)
      dimension a(8),b(2)

      if(a(1).gt.26.0) go to 30
      g=a(1)+2.0
      p=a(1)-2.0
      if(g.gt.25.0) go to 31
      if(p.lt.25.0) go to 32
      if(g.gt.a(6)) go to 31
      if(p.lt.a(6)) go to 31
      if(a(4).gt.22.0) go to 31
      if(a(4).lt.18.0) go to 31
      if(a(3).gt.130.0) go to 31
      if(a(3).lt.90.0) go to 31
      write(2,620)
  620 format(3x////'rad magiem  s o d n y c h')
      write(2,621)
  621 format(3x///'magmaticka skupina')
      write(2,622)
  622 format(3x/'                 ijoliticka')
      write(2,623)
  623 format(3x///'typ magmy:')
      write(2,624)
  624 format(3x/'                nuriticky')
      go to 1111
   31 write(2,625)
  625 format(3x////'nedefinovane, topograficky najblizsi typ
      /je')
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,622)
      write(2,623)
      write(2,624)
      go to 1111
   32 if(a(5).le.0.4) go to 33
```

```
      if(a(5).ge.0.8) go to 34
      write(2,625)
      write(2,626)
  626 format(3x/'rad magiem  d r a s e l n y c h')
      write(2,621)
      write(2,627)
  627 format(3x/'              lamproiticka')
      write(2,623)
      write(2,628)
  628 format(3x/'              wyoming lamproiticky')
      go to 1111
   33 if(a(7).gt.0.2) go to 34
      if(a(1).le.12.5) go to 35
      if(a(1).le.18.0) go to 36
      if(a(6).gt.40.4) go to 37
      if(a(3).le.230.0) go to 38
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,629)
  629 format(3x/'              evisiticka')
      write(2,623)
      write(2,630)
  630 format(3x/'              eviticko pantelleriticky')
      go to 1111
   38 write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,631)
  631 format(3           lujavriticka')
      write(2,623)
      write(2,632)
  632 format(3x/'              taviticky')
      go to 1111
   37 if(a(3).le.230.0) go to 39

      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,629)
      write(2,623)
      write(2,633)
  633 format(3x/'              normal evisiticky')
```

```
      go to 1111
   39 write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,634)
  634 format(3x/'              alkali pyrobolicka')
      write(2,623)
      write(2,635)
  635 format(3x/'              lusitaniticky')
      go to 1111
   36 if(a(4).gt.5.0) go to 40
      if(a(3).gt.230.0) go to 40
      if(a(3).lt.210.0) go to 41
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,634)
      write(2,623)
      write(2,636)
  636 format(3x/'              rockallitic ky')
      go to 1111
   41 if(a(3).lt.110.0) go to 42
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,634)
      write(2,623)
      write(2,637)
  637 format(3x/'              pienaariticky')
      go to 1111
   42 write(2,625)
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,634)
      write(2,623)
      write(2,637)
      go to 1111
   40 write(2,625)
      write(2,621)
      write(2,634)
      write(2,623)
      write(2,636)
      go to 1111
```

```
 35 if(a(4).ge.5.0) go to 43
    if(a(4).gt.180.0) go to 44
    if(a(3).gt.110.0) go to 44
    if(a(2).ge.20.0) go to 45
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,634)
    write(2,623)
    write(2,638)
638 format(3x/'              natron hornblenditicky')
    go to1111
 45 write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,624)
    write(2,623)
    write(2,639)
639 format(3x/'              alkali mafiticky')
    go to 1111
 44 write(2,625)
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,634)
    write(2,623)
    write(2,639)
    go to 1111
 43 if(a(3).lt.90.0) go to 46
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,634)
    write(2,623)
    write(2,640)
640 format(3x/'              salitriticky')
    go to 1111
 46 write(2,625)
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,634)
    write(2,623)
    write(2,640)
    go to 1111
```

```
 34 if(a(7).lt.0.8) go to 47
    if(a(4).gt.18.0) go to 47
    if(a(4).lt.8.0) go to 47
    if(a(3).gt.180.0) go to 47
    if(a(3).lt.140.0) go to 47
    go to 681
 47 write(2,625)
681 write(2,626)
    write(2,621)
    write(2,627)
    write(2,623)
    write(2,628)
    go to 1111
 30 if(a(4).gt.8.0) go to 48
    if(a(5).gt.0.4) go to 48
    if(a(7).gt.0.15) go to 48
    if(a(3).le.250.0) go to 49
    if(a(6).gt.26.0) go to 50
    if(a(4).gt.7.0) go to 48
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,629)
    write(2,623)
    write(2,641)
641 format(3x/'              leukoevisiticky')
    go to 1111
 48 write(2,625)
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,629)
    write(2,623)
    write(2,641)
    go to 1111
 50 if(a(4).gt.7.0) go to 51
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,629)
    write(2,623)
    write(2,642)
642 format(3x/'              evisiticko groruditicky')
```

```
      go to 1111
   51 write(2,625)
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,629)
      write(2,623)
      write(2,642)
      go to 1111
   49 if(a(6).ge.26.0) go to 52
      if(a(6).le.20.0) go to 53
      if(a(4).gt.7.0) go to 54
      if(a(3).lt.7.0) go to 55
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,631)
      write(2,623)
      write(2,643)
  643 format(3x/'              tinguaiticky')
      go to 1111
   55 write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,631)
      write(2,623)
      write(2,644)
  644 format(3x/'              urtit tinguaiticky')
      go to 1111
   54 write(2,625)
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,631)
      write(2,644)
      go to 1111
   53 if(a(3).le.150.0) go to 56
      write(2,620)
      write(2,621)
      write(2,631)
      write(2,623)
      write(2,645)
  645 format(3x/'              mela tinguaiticky')
      go to 1111
```

```
 56 write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,631)
    write(2,623)
    write(2,646)
646 format(3x/'              groenlanditicky')
    go to 1111
 52 if(a(3).le.130.0) go to 57
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,631)
    write(2,623)
    write(2,647)
647 format(3x/'              normal lujavriticky')
    go to 1111
 57 write(2,625)
    write(2,620)
    write(2,621)
    write(2,631)
    write(2,623)
    write(2,647)
1111 return
    end
```

Obr. 3 Príklad výstupu programu

```
1975/76          minsk/tesla          timcak hroncova

cislo analyzy: 3/72

niggliho hodnoty:

     al       alk        si         c         k        fm
  41,01     10,50    227,21     22,25      0,47     26,23

     mg       co2     cr2o3    al-alk
   0,41      0,00      0,00     30,51

normalne magmy
rad magiem  v a p e n a t y c h
magmaticka skupina kvarcdioriticka
typ magmy tonaliticky
```

program — okrem hlavnej časti — pozostáva zo 16 subrutín (PERALK, NORMAG, CDESAT, ADVA, ALALK5, ATRI, ALALK6, ASTYRI, CNUST, APAT, CNUST3, ASEST, FM36, CNUST4, ASEDEM, ALK7).

V niektorých prípadoch klasifikácia neudáva typy zodpovedajúce všetkým prítomným podmienkam. Tak napr. na vetve typu leukosericitického je známe riešenie iba pre prípad $c < 7{,}0$. V prípade, že $c > 7$ typ definovaný nie je. Problém sme riešili tým, že v takýchto prípadoch sme sporný typ zjednotili s typom topograficky resp. topologicky najbližším, pred názov typu sme však dali vytlačiť text „nedefinované"; „najbližší typ". V prípade, že sa klasifikácia v budúcnosti skompletizuje v týchto bodoch, program je možno ľahko doplniť.

Program významne racionalizuje prácu petrológa a bude začlenený do petrologického klasifikačno-databankového systému, ktorý na našom pracovisku budujeme. Program je uložený vo VL BF VŠT Košice a je dostupný záujemcom.

Do tlače odporučili M. Marková a J. Lexa.

## Literatúra

NIGGLI, P. 1936: Die Magmentypen. Schweiz. Min. und Petr. Mitteilungen, 16. Zürich. 335—399.

TIMČÁK, G. et al. 1969—1972: Výskum možností petrochemických prepočtov samočinným počítačom ODRA 1013, Záverečná správa úlohy B-18, Košice, str. 1—99 + prílohy, archív VL BF VŠT, Košice.

TIMČÁK, G. et al. 1975: Použitie samočinných počítačov v petrochémii, Záv. správa št. úlohy II-8-3/1-B.5, LVNS BF VŠT, Košice, 119 s.

G. Timčák — E. Hroncová

**A fel-Fortran program for the complete Niggli classification**

Summary of the Slovak text

The Niggli system of petrological classification is still widely used among petrologists. An increase of data flow-rate and the tedium of the calculations and final classification, as well as some of the ambiguities of the classification tables necessitated its optimisation and computer processing. The paper gives the full list of the necessary adjustments and the outline of the program written in FelFORTRAN, which forms a part of our petrochemical program system. The block diagram of the program (available upon request) may simply also eventual manual classifications.

Geologické práce, Správy 70 • str. 259—260 • Geol. Úst. D. Štúra • Bratislava • 1978

## RECENZIA KNIHY

B. Géczy: **Les Ammonitines du Carixien de la montagne du Bakony**
Akadémia kiadó (Verlag der Ungarischen Akademie der Wissenschaften),
223 str. textu, 138 text. obr., 39 tab. Budapest V. Alkotmányi u. 21. 1976.

Autor v knihe opisuje ammonitovú faunu carixienu z Bakonského pohoria.

V prvej časti knihy uvádza krátku, avšak výstižnú geologickú charakteristiku skúmaných lokalít (Bocskorhegy, Büdöskút, Csernye, Kávástető, Kericser, Kisnyergesák, Középhát, Közöskút, Lókút, Úrkút), pričom každú lokalitu dokumentuje aj schematickým litologicko-stratigrafickým profilom na strane jednej a vymedzenými biozónami carixienu na strane druhej. V období carixienu sa usadzovali dva základné typy fácií, a to hierlatzký a „ammonitico rosso".

Najobsiahlejšou kapitolou je systematická časť. Autor sa v nej opiera o veľmi bohatý faktologický materiál, ktorý vyzbieral z desiatich profilov v posledných desiatich rokoch. Bohaté a dobre zachované ammonitové asociácie mu umožnili identifikovať 126 taxónov patriacich do čeľade *Polymorphitidae* (43), *Dactyloceratidae* (29) a *Hildoceratidae* (19), *Oxynoceratidae* (10) a *Liparoceratidae* (15). Z uvedeného počtu identifikovaných taxónov predstavuje 31 % nových druhov. Pri opise jednotlivých taxónov uvádza synonimiku a základné biometrické údaje. Paleontologický opis, ktorý je u prevažnej väčšiny druhov resp. poddruhov ilustrovaný perokresbami, umožňuje pracovníkom zaoberajúcim sa príslušnou problematikou objektívnejšie porovnanie.

Zvlášť pozoruhodné je, že z uvedeného počtu identifikovaných taxónov sa vyskytuje väčšie množstvo endemických druhov. Autor tento jav vysvetľuje v tretej všeobecnej časti osobitnou paleogeografickou pozíciou Bakonského pohoria, ktoré z hľadiska zoogeografickej provincie patrí podľa autora k južnej tethýdnej oblasti, pričom nezávislosť ammonitovej fauny k severozápadnej zoogeografickej oblasti v carixiene je obzvlášť výrazná.

V tretej časti autor venuje osobitnú pozornosť kvantitatívnej a kvalitatívnej analýze na študovaných profiloch. Na základe tejto analýzy vymedzuje a charakterizuje v Bakonskom pohorí tri biozóny, resp. horizonty, ktoré koreluje s ortostratigrafickými zónami severozápadnej Európy, kde boli v carixienskom podstupni vymedzené „chronozóny": *Jamesoni*, *Ibex* a *Davoei*.

Vychádzajúc z fauny amonitov všetky klasické carixienské zóny sú chudobné. Najviac bohatá na druhy a na exemplár je zóna *Davoei* (70 druhov, 6679 exemplárov). Zóna s *Ibex* je charakterizovaná redukovaným počtom druhov a veľkým počtom indivíduí (29, resp. 4235), zatiaľ čo zóna s *Jamesoni* má dosť veľký počet druhov a veľmi redukovaný počet indivíduí (32, resp. 778). V zóne s *Jamesoni* je hodnota diverzity najväčšia a v zóne s *Ibex* je najmenšia. Na základe kvantitatívneho a kvalitatívneho hodnotenia fauny autor sa domnieva, že ciarixien nemôže byť považovaný za biostratigraficky uzatvorený, nakoľko jeho ohraničenie, či už od sinemuru, alebo od domeru sa robí viac na báze koncepcie, ako na faunistickom obsahu.

Podľa hojnosti daktiloceratít a hildoceratít v Bakonskom pohorí je možné odlíšiť popri klasických formálnych „chronozónach" i neformálne (správnejšie regionálne) biozóny. V bazálnej zóne *Jamesoni* možno odlíšiť „horizont" s *Tetraspidocsras quadrarmatum* a korešpondujúci „horizont" s *Protogrammoceras hungaricum*. V zóne *Ibex* zodpovedajú biozóny s *Coeloceras (Reynosocoelocera) fischeri*, ktorej alternujúcou biozónou je *Protogrammoceras mellahense*. Ekvivalentom zóny *Davoei* sú biozóny s *Prodactylioceras (Aveyroniceras) italicum* a biozóna s *Fuciniceras costicillatum*.

| „chronozóny" | biozóny (horizonty) | |
|---|---|---|
| severozápadná Európa | pohorie Bakony | |
| *Davoei* | *costicillatum* | *italicum* |
| *Ibex* | *mellahense* | *fischeri* |
| *Jamesoni* | *hungaricum* | *quadrarmatum* |

Z uvedeného vyplýva, že v rámci carixienu (= spodnom pliensbachienu v poňatí W. D. Langa 1913), tak v sz. Európe, ako aj v Bakonskom pohorí, sú tri biozóny. V tejto súvislosti treba poznamenať, že v západokarpatskej odbornej literatúre sa uprednostňovalo používanie pliensbachienu i dommerienu ako samostatných chronostratigrafických jednotiek na úrovni stupňov, pričom pliensbachienu zodpovedajú len dve sukcesívne ammonitové biozóny (porov. D. Andrusov 1959, str. 114). *Uptonia jamesoni* a *Tragophyloceras ibex*, kým biozóna *Prodactylioceras davoei* sa už považovala za prvé amonitové pásmo (biozónu) dommerienu (= vrchému pliensbachienu v poňatí W. D. Langa). Z uvedeného vyplýva, že pri interregionálnej stratigrafickej korelácii nesmieme strácať zo zreteľa rozdielne ponímanie rozsahu vyššie spomínaných chronostratigrafických jednotiek (pliensbachien a dommerien).

Záverom treba konštatovať, že recenzovaná kniha je veľmi cennou pomôckou pre paleontológov, ale aj geológov — stratigrafov, ktorí sa zaoberajú problémami chronostratigrafie i paleogeografie. V nejednom prípade môže slúžiť za vzor pri spracovaní monografických diel i zo Západných Karpát.

O. Samuel

## RECENZIA KNIHY

J. Fülöp: **The Mesozoic basement horst blocks of Tata.**
Geologica Hungarica, ser. geol., tom 16, Budapest, 1976.
229 strán textu, 61 text. obr., 102 tab.

V roku 1976 vyšlo monografické dielo, v ktorom autor pojednáva o mezozoiku hrasti pri Tate.

V úvodných kapitolách rozoberá megatektonickú pozíciu predmetnej hrasti pri Tate, ktorá je súčasťou podložia severomaďarského terciéru. Autor pri štúdiu sedimentárnych hornín hlavný dôraz kladie na komplexné litofaciálno-stratigrafické spracovanie jednotlivých mezozoických útvarov (trias, jura, krieda) zúčastňujúcich sa na stavbe hrasti.

Z triasu je zastúpený len vrchný nór-rét vo fácii dachsteinských vápencov. Uvedené vápence sú spracované z povrchových a vrtných profilov, pričom osobitnú pozornosť si zasluhuje klasický profil na Kalvárii. Ich vek je dokumentovaný makrofaunou i foraminiferami. Podstatnú časť práce tvorí litologicko-stratigrafický opis jury, ktorá spolu s beriasom tvorí jeden sedimentačný cyklus. Vrstevný sled jury je zo stratigrafického i sedimentologického hľadiska detailne spracovaný aj vďaka bohatej faune, ktorú spracoval G. Vigh (brachiopoda liasu) a B. Géczy (ammonity spodného liasu). Zvláštnu pozornosť venuje autor profilu na Kalvárii, kde sa jura plynule vyvíja z triasu. Vzhľadom na dobrú odkrytosť, faunistický obsah, sukcesívny sled vrstiev, autor vyčlenil profil na Kalvárii za štandartný profil liasu. Detailné spracovanie sedimentov jury umožnilo vyčleniť viac typov litofácií i mikrofácií.

V rámci následného kriedového cyklu sa zachoval vrchný alb a spodný alb. Ich vek je doložený makrofaunou, nanoplanktónom, mikrofaunou (foraminifery), peľami a spórami. Zvlášť precízne sú spracované horniny po sedimentárno-petrografickej a litofaciálnej stránke.

Zverejnená monografia si zasluhuje pozornosť z niekoľkých aspektov. Predovšetkým sa vyznačuje veľkým množstvom faktologického materiálu a jeho komplexným spracovaním. Vďaka dobre odkrytému sledu súvrství na Kalvárii, ako aj bohatosťou makrofauny a precíznosťou spracovania tohto materiálu aj po sedimentologickej stránke, uvedený profil spĺňa všetky kritériá štandardného profilu a možno ho brať za oporný bod pri intraregionálnej a interregionálnej korelácii. Nedeliteľnou súčasťou práce je prílohová časť (tabule), v ktorej autor ilustruje faktologický, paleontologický, sedimentárno-petrografický a sedimentologický materiál, ako aj dôležitejšie vrstevné sledy odkryvov. Význam práce vyzdvihujú geologické mapky, litologické a geologické rezy, pričom treba poukázať na kvalitu príloh, i celkovú úpravu monografie.

Predmetná práca je obzvlášť cenná pre južnú časť Západných Karpát, a to najmä pre predterciérne podložie, ktoré na slovenskej strane nevystupuje nikde na povrch.

Monografia dr. J. Fülöpa prináša veľké množstvo cenných poznatkov nielen pre geológiu Maďarska, ale je prínosom pre celú alpsko-karpatskú oblasť a z hľadiska niektorých stratigrafických aspektov presahuje i rámec tejto oblasti.

O. Fusán — O. Samuel

## III. medzinárodné sympózium o používaní indikátorov pre sledovanie pohybu podzemných vôd

Po skúsenostiach získaných na prvom sympóziu v Grazi v roku 1966 a druhom sympóziu vo Freiburgu v roku 1970 bolo rozhodnuté vyskúšať rôzne indikačné metódy a prostriedky v území, kde je vyvinutý klasický kras so špecifickými hydrologickými a geologickými podmienkami. Z tohoto dôvodu organizovaním tretieho sympózia o používaní indikátorov pre sledovanie pohybu podzemných vôd bol poverený Juhoslovanský komitét pre medzinárodný hydrologický program. Sympózium sa konalo v dňoch 27. 9.—1. 10. 1976 v Blede v Juhoslávii a zúčastnili sa ho odborníci zo 16 štátov celého sveta.

Súčasťou prípravy sympózia bol i výskum a realizácia kombinovaných indikačných skúšok a to v krasovom bazéne rieky Ljubljanice v rokoch 1972—1975 a v aluviu údolia rieky Savinje v roku 1973. Tento program zorganizoval a realizoval Hydrometeorologický inštitút Slovenije a Inštitút pre výskum krasu Slovinskej akadémie vied a umenia v Postojnej za spolupráce zahraničných inštitúcií z Rakúska, NSR a Švajčiarska. Výsledky tohoto rozsiahleho programu boli podrobne spracované v monografii „Underground Water Tracing, investigations in Slovenia 1972—1975", ktorú pred zahájením sympózia dostal každý účastník spolu so zborníkom referátov.

Na sympózium bolo prihlásených 45 referátov. Prvý deň odzneli prednášky pojednávajúce o histórii využívania uranínu ako indikátora, o výskume prúdenia podzemných vôd vo východnej Hercegovine, o používaní indikátorov pri sledovaní podzemných tokov v severoamerických krasových oblastiach a tiež v krasovom masíve Vercors vo Francúzsku. Jeden referát pojednával i o využití geofyzikálnych metód pre zisťovanie rýchlosti prúdenia hladiny podzemnej vody a priepustnosti horninového prostredia, a to na príklade krasového regiónu na ostrove Korčula.

Veľká časť referátov sa týkala výskumu krasového bazénu rieky Ljubljanice, kde bol použitý celý rad indikátorov, a to spôsobom kombinovaných indikačných skúšok. Ako indikátory boli použité fluoresceín, chloridy kália a lítia, Cr — 51, tvrdé detergenty, sústavne bol meraný obsah deutéria, O—18, trícia vo vzorkách vody v období výskumu, ďalej boli použité metódy bakteriologické a virologické.

V ďalších referátoch boli uvedené poznatky z použitia NaCl ako indikátora z využitia rôznych optických zjasňovačov, ako napr. Tinopalu CBS-X v Alpách, skúsenosti z využitia apatogénnej baktérie *Serattia marcescens*, nového fluorescenčného farbiva detekovaného bavlnou a tiež poznatky z použitia rádioaktívnych indikátorov v krasovej oblasti východnej Hercegoviny (Br.—82, Cr—51, J—131) v kombinácii s baktériami Licopodium v 5 farbách, fluoresceín, geofyzikálne metódy atď. Z BLR boli uvedené poznatky zo sledovania prúdenia podzemných vôd v krase pomocou brómu využitím neutrón aktivačnej analýzy. V ďalších referátoch boli uvedené poznatky z experimenov robených v karbonátoch thurinského bazénu, a to s umelými indikátormi a interpretáciou obsahu prirodzených izotopov (T, C-14, Si-32, O-18), poznatky z využitia chloridov, boritanov a uranínu (NSR), kombinované použitie uranínu, baktérií a spór *Lycopodium* pre zisťovanie koeficientov filtrácie (Švajčiarsko) a tiež využitie trícia ako indikátora v hydrogeochemickom štúdiu nenasýtenej zóny.

Na rokovanie sympózia nadväzovala dvojdňová exkurzia v krasovej oblasti Vrhnika — Idrija — Postojna — Planina — Cebnica, kde bol v roku 1975 urobený kombinovaný indikačný pokus na sledovanie krasových podzemných vôd.

Zorganizovaním IV. sympózia bol poverený Švajčiarsky národný komitét.

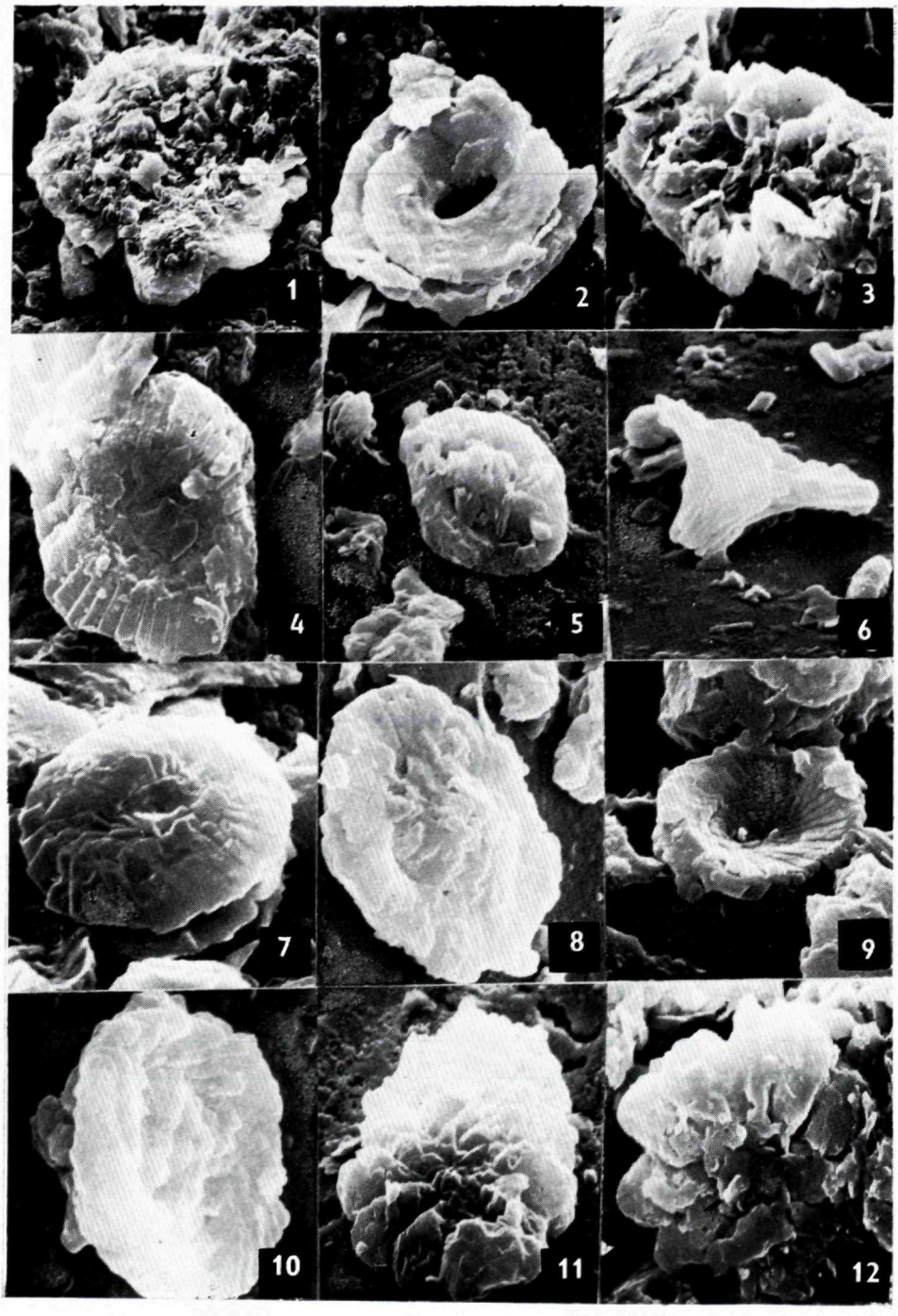
Vladimír Hanzel

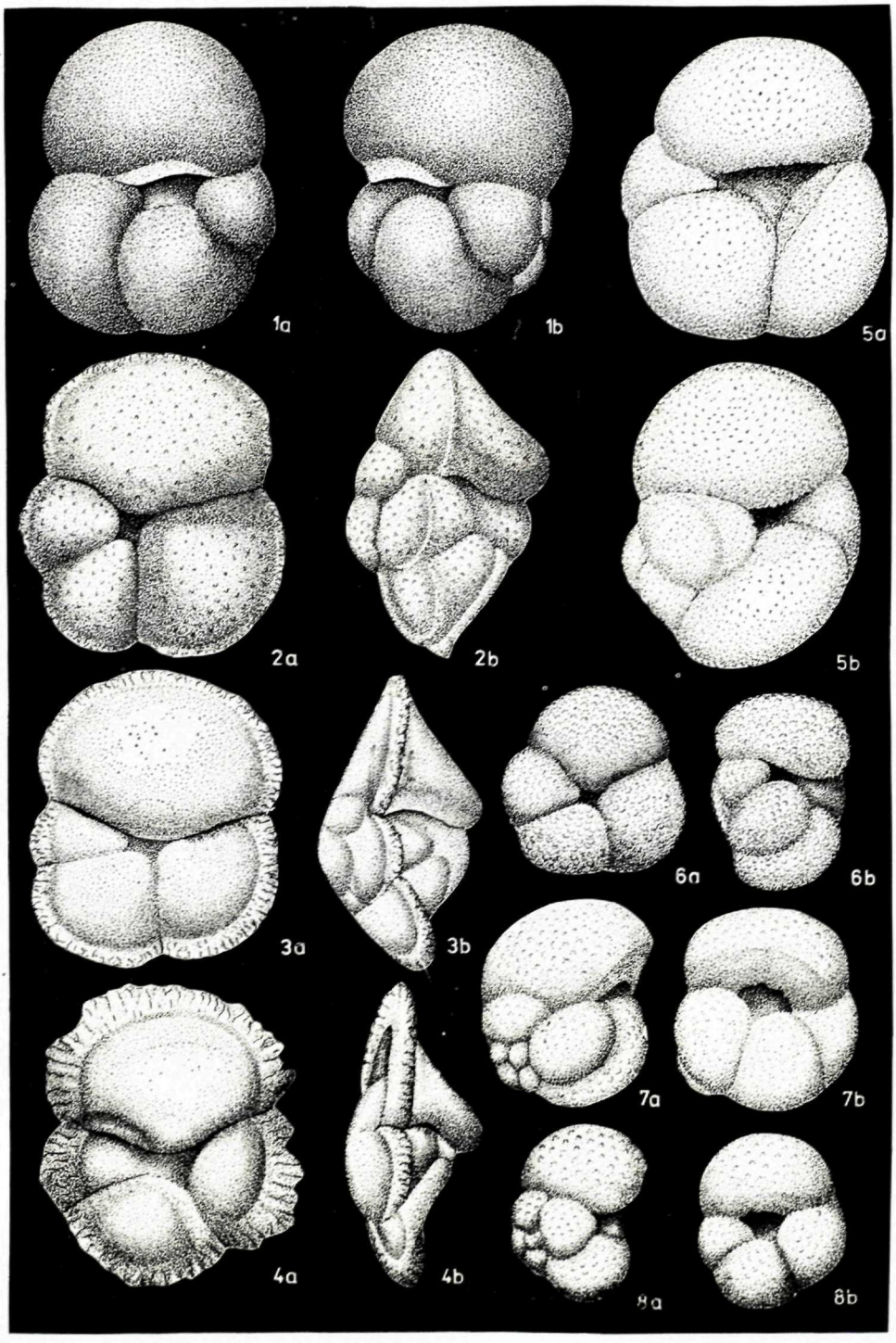
GEOLOGICKÉ PRÁCE
Správy 70

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1978.

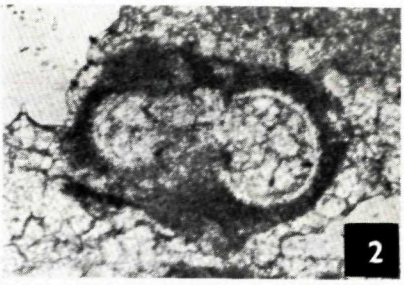
Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.
Technický redaktor: Jozef Bielik.
Vytlačila Kníhtlačiareň Svornosť, Bratislava, písmom Times roku 1978. Náklad 750 kusov, povolenie SÚKK 1197/1976. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 23,15 (z toho obr. 7,13), VH 23,58. Cena brož. výtl. Kčs 39,—.

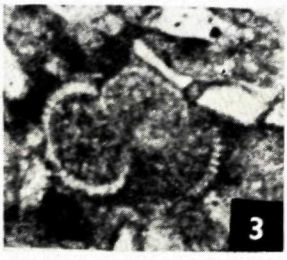
# FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
# PHOTOGRAPHS
# I—XLV


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


1a
1b
5a
2a
2b
5b
3a
3b
6a
6b
4a
4b
7a
7b
8a
8b

1


2

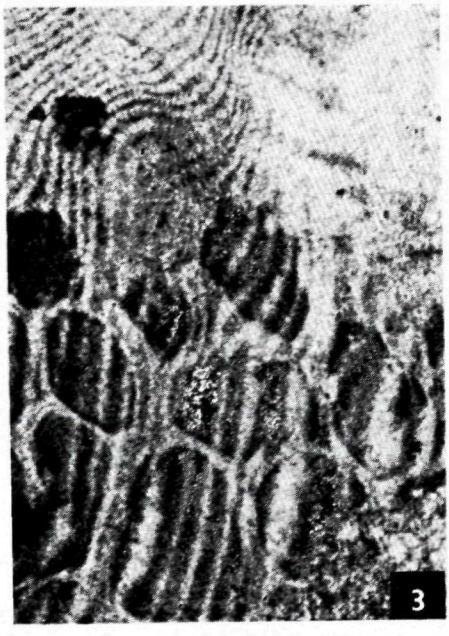

3

4

5

1

2


3

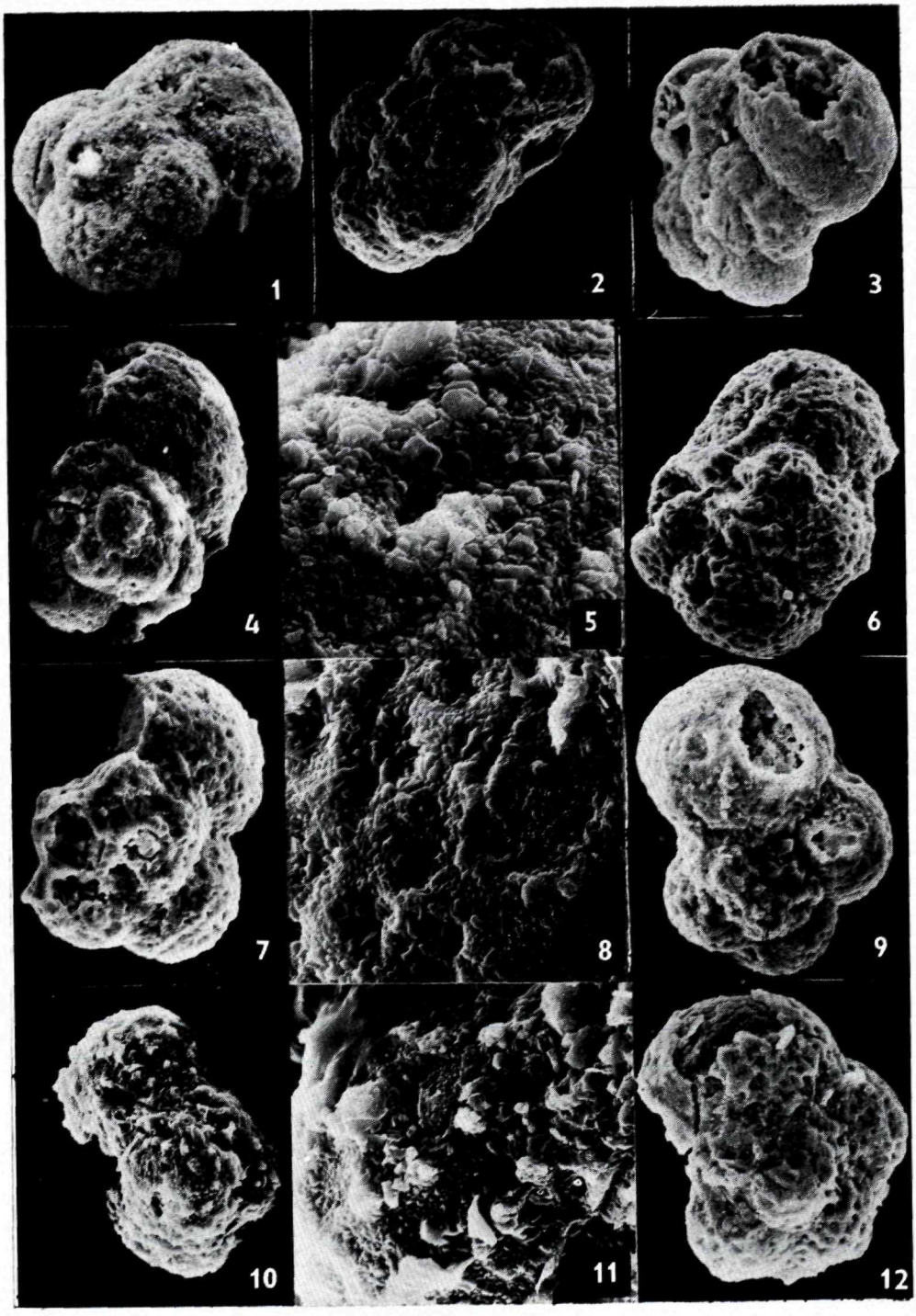
4

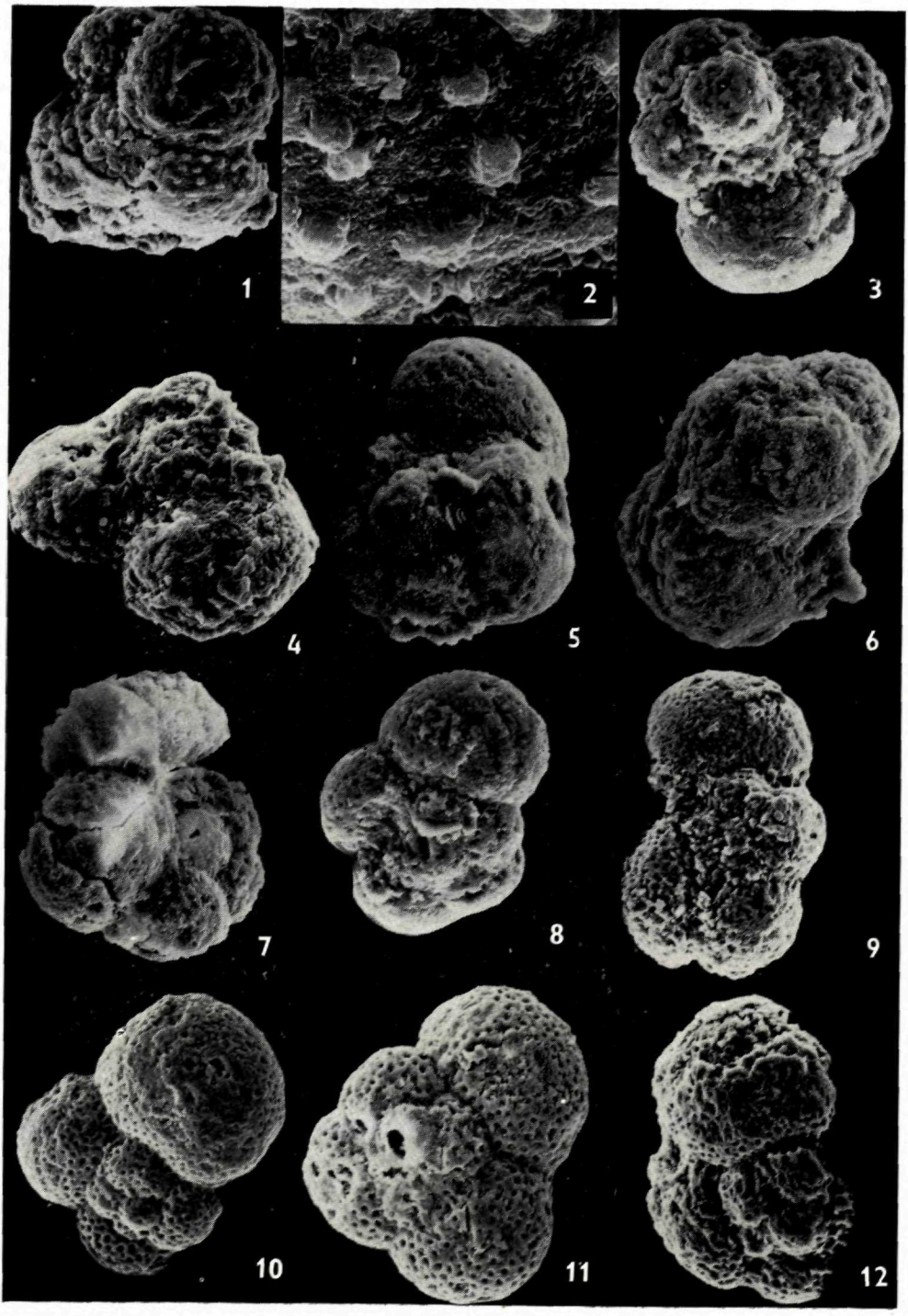
1

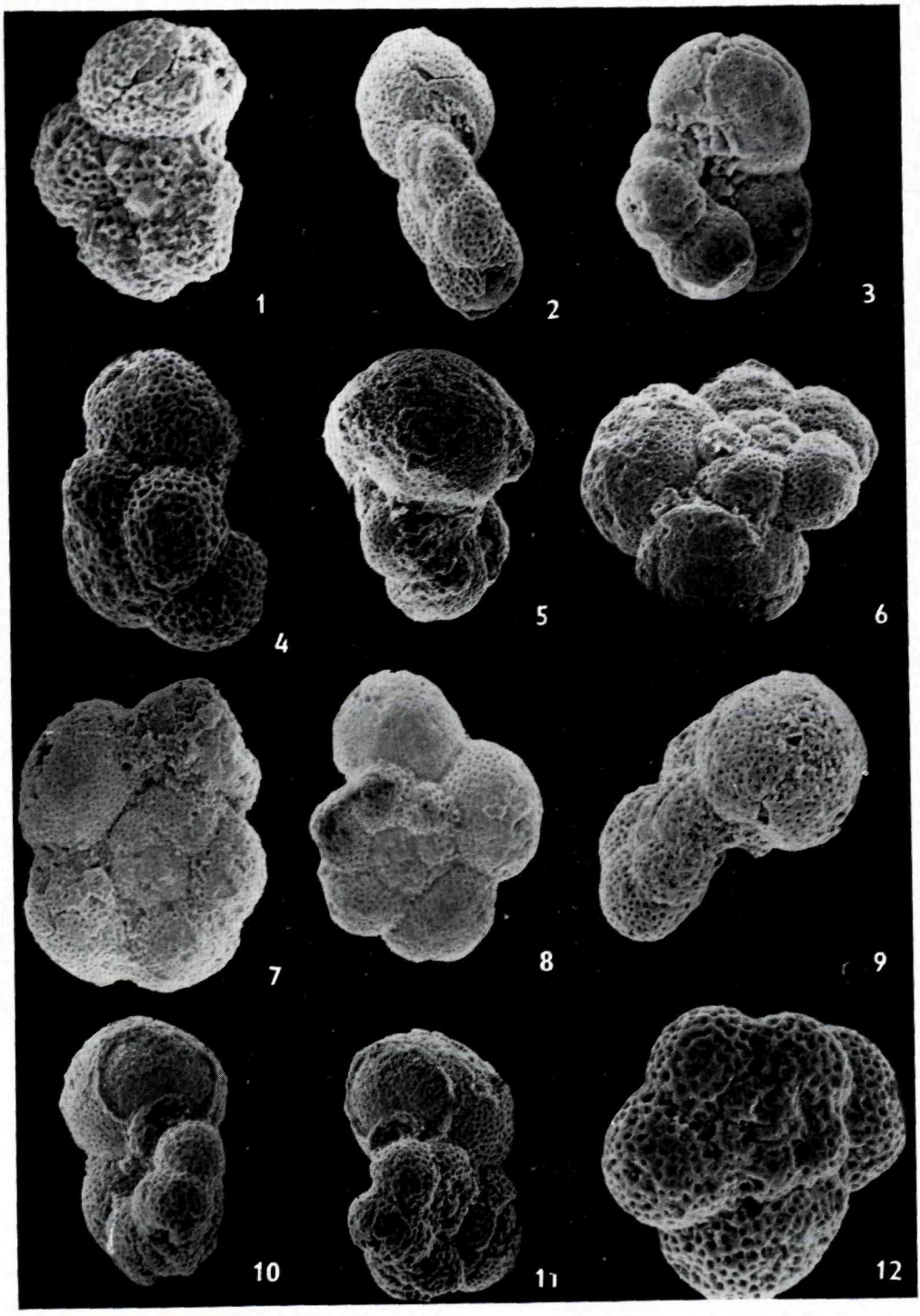
2

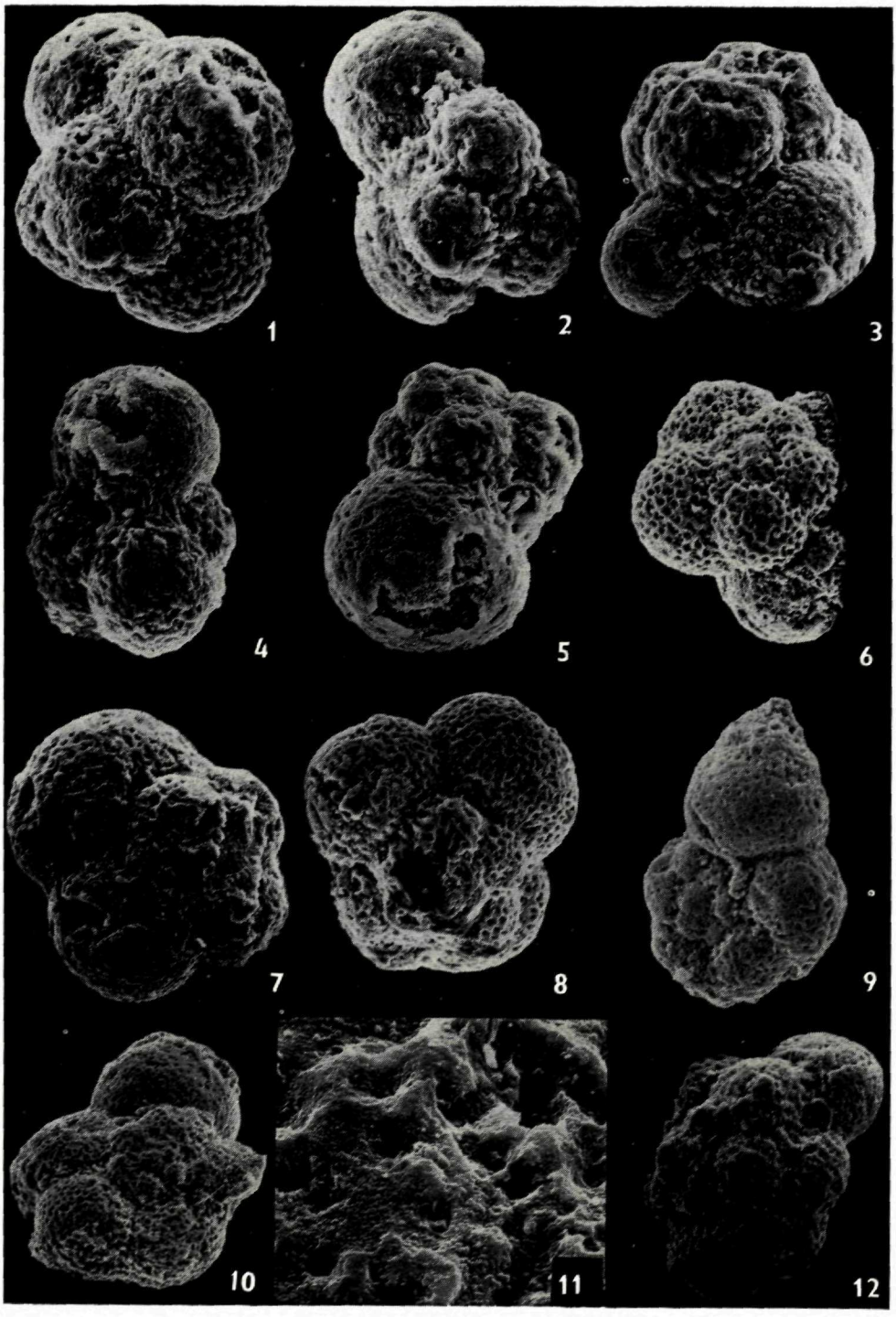
3

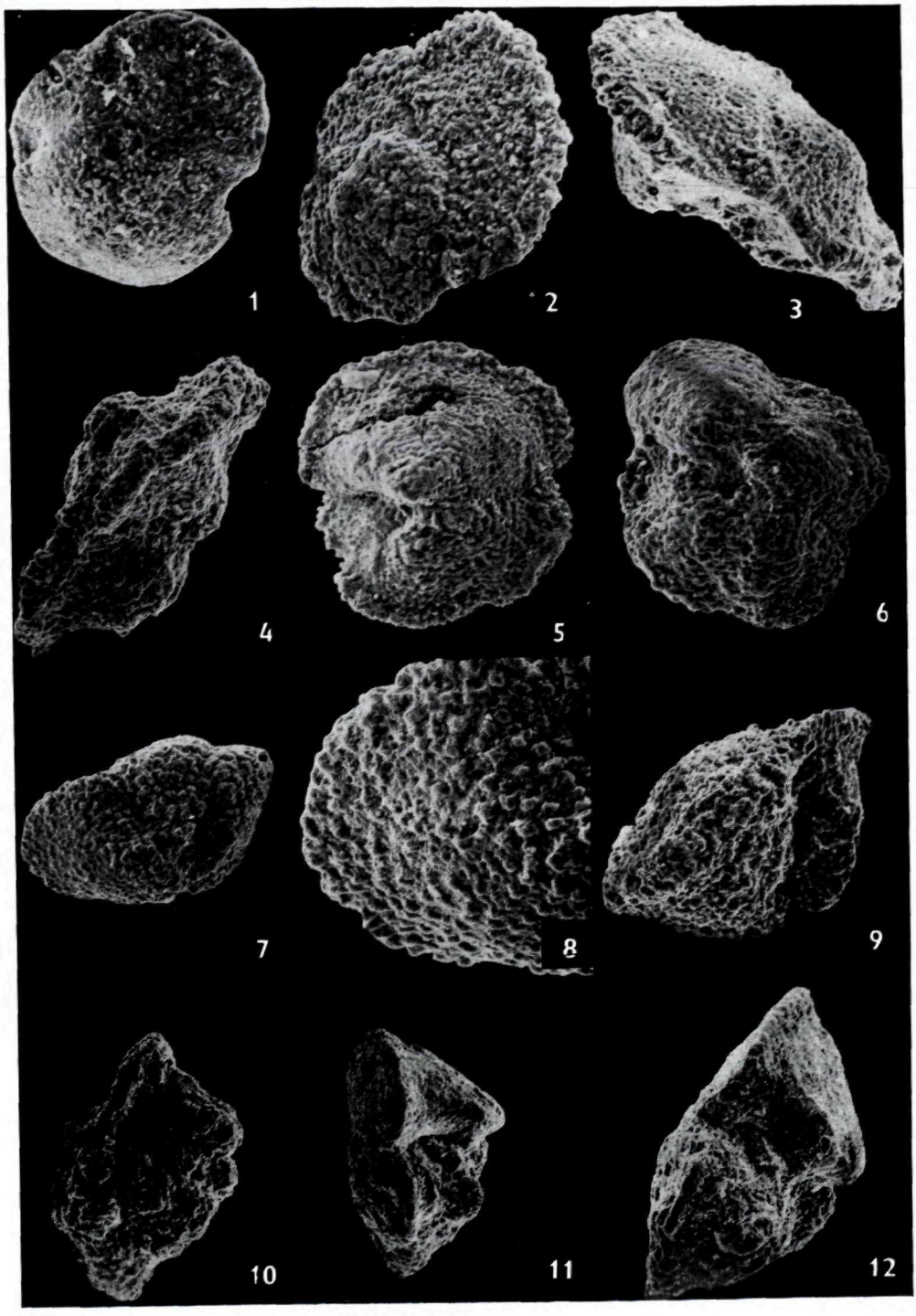
4

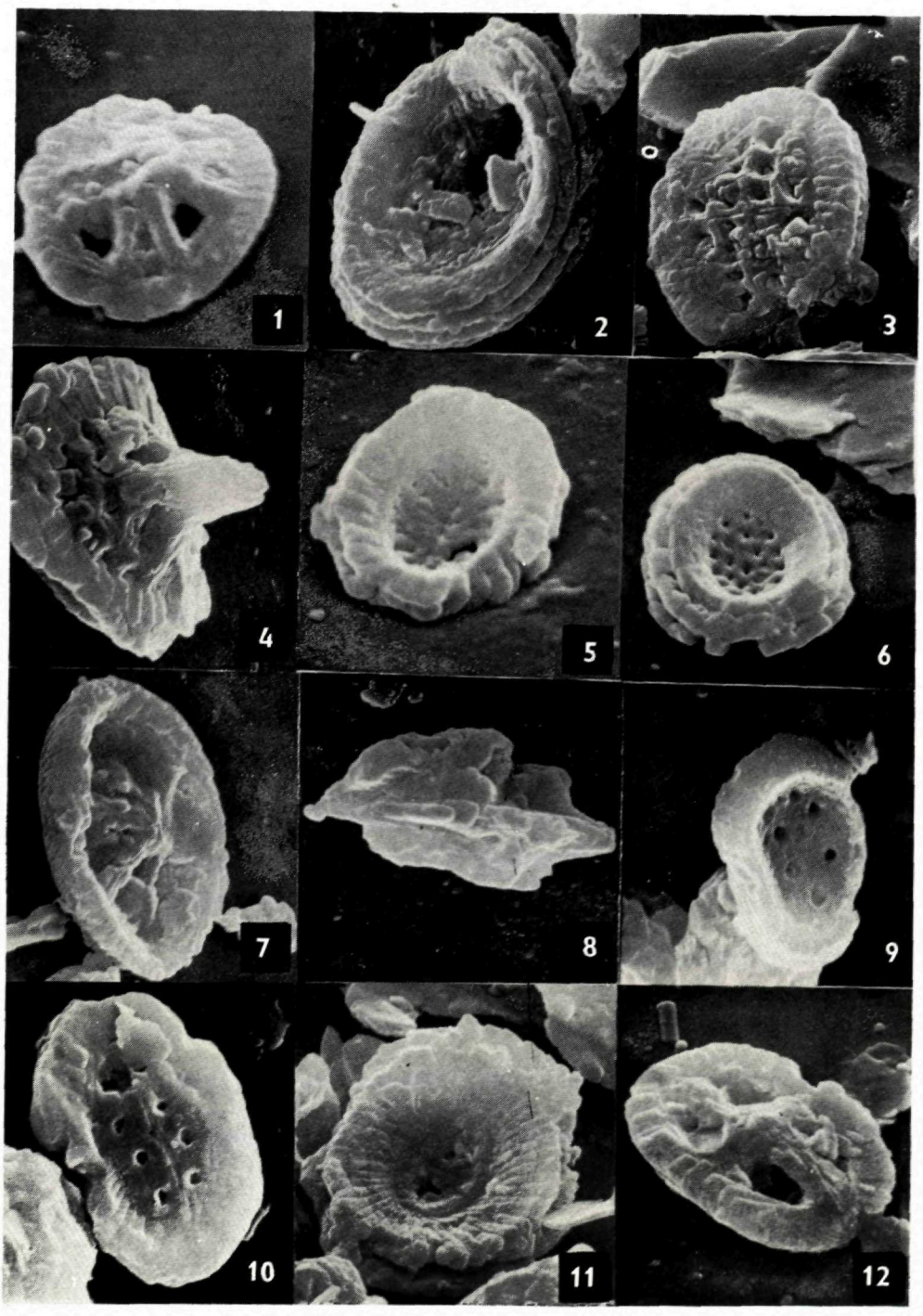

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

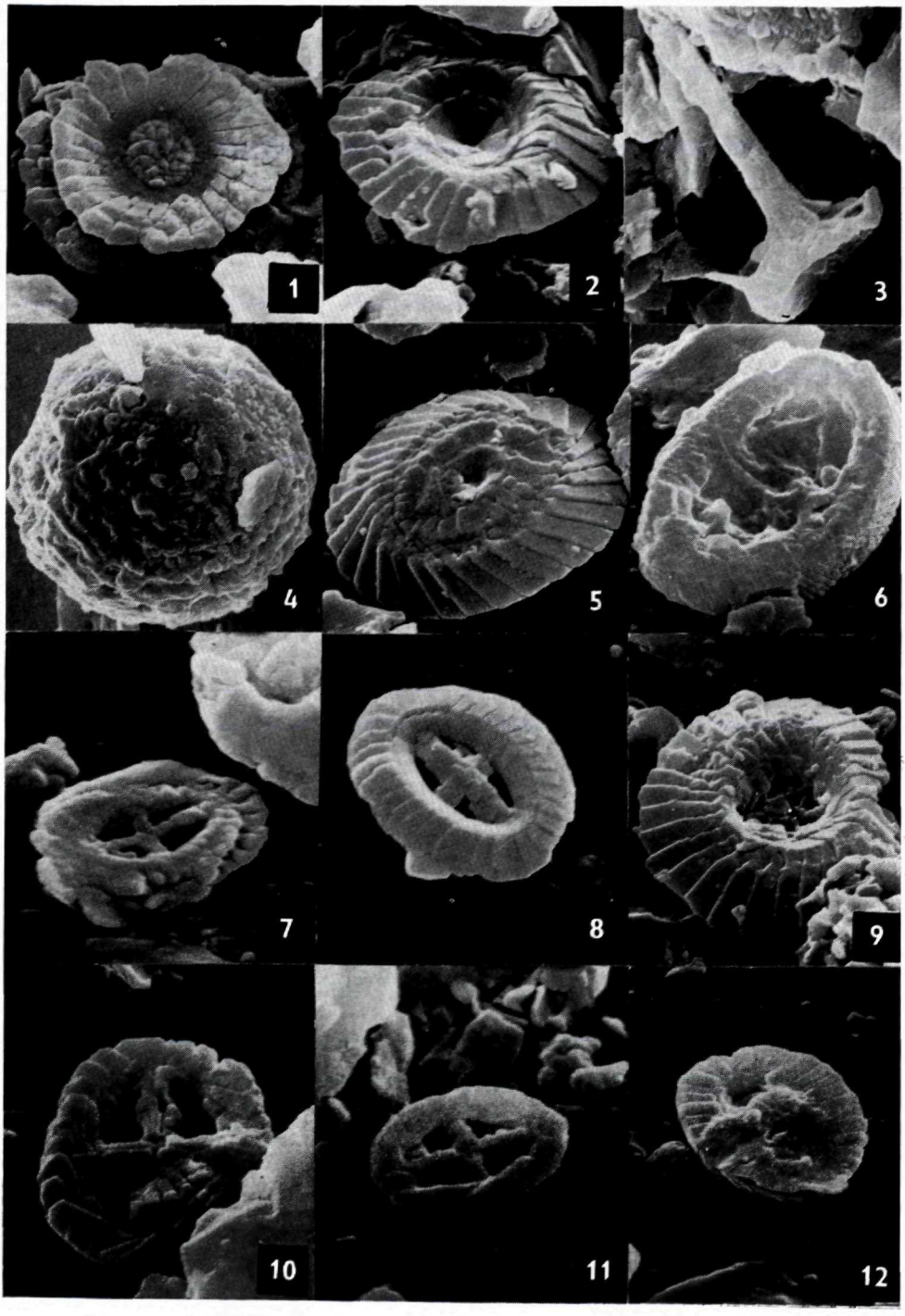

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

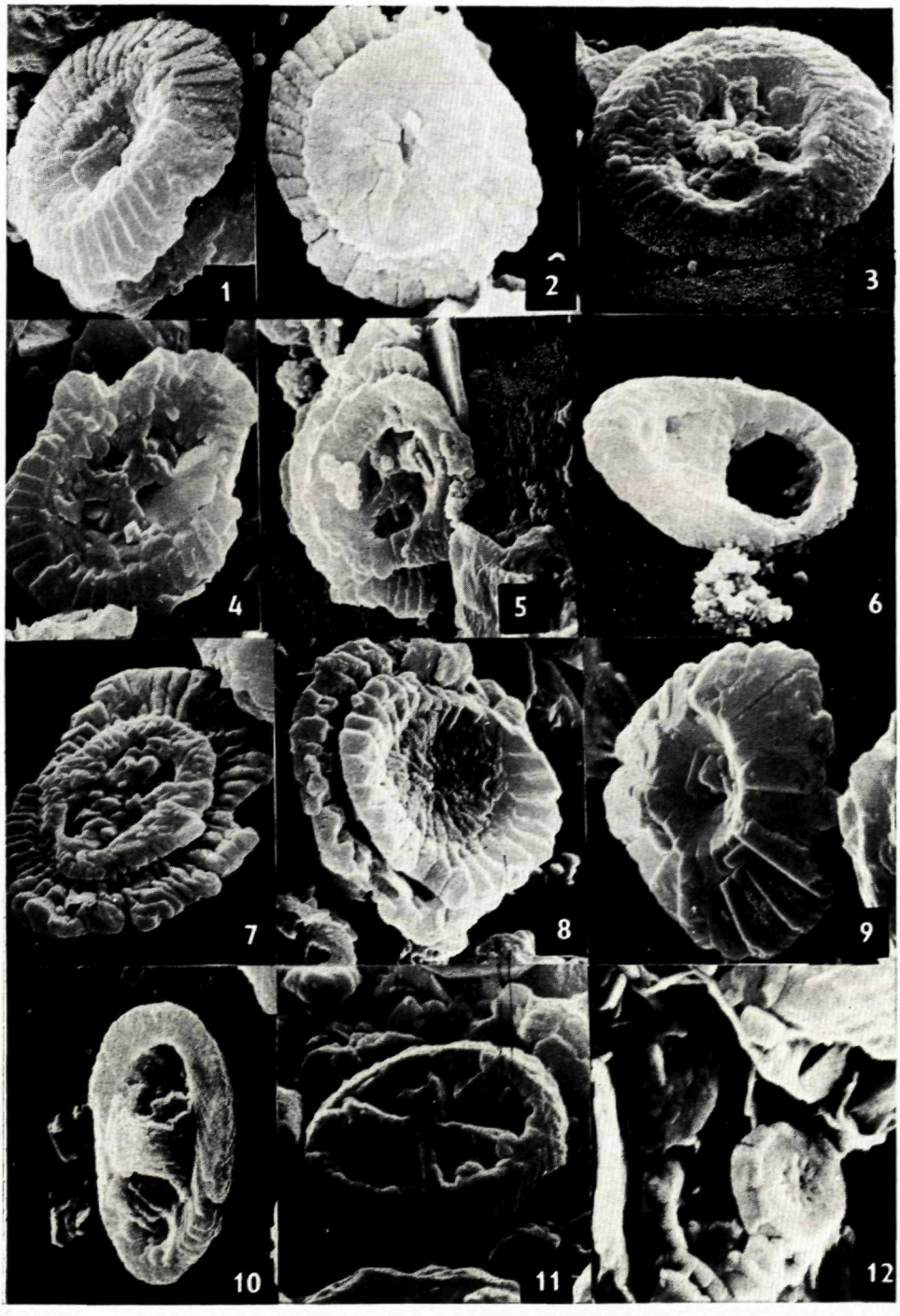

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

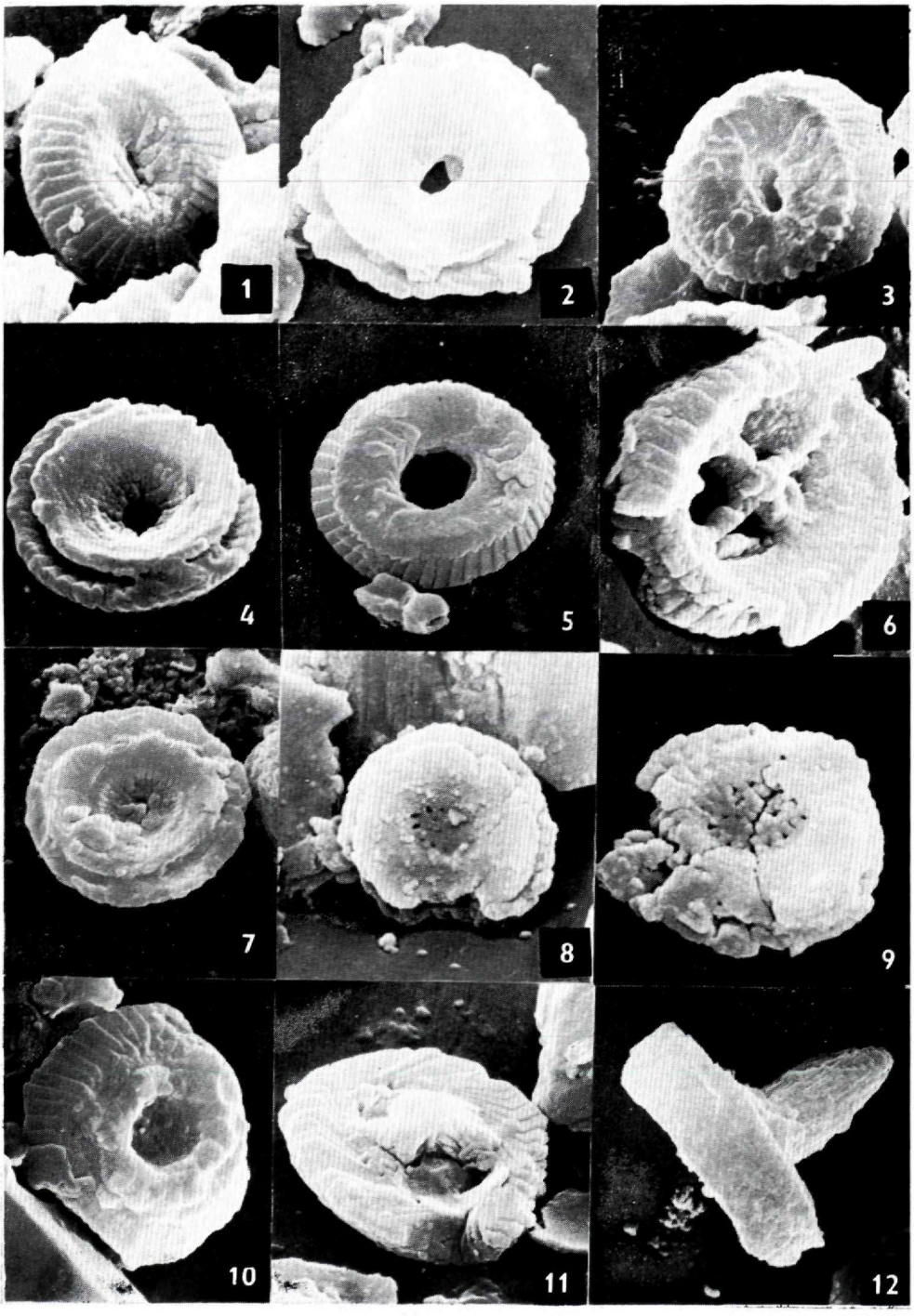

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

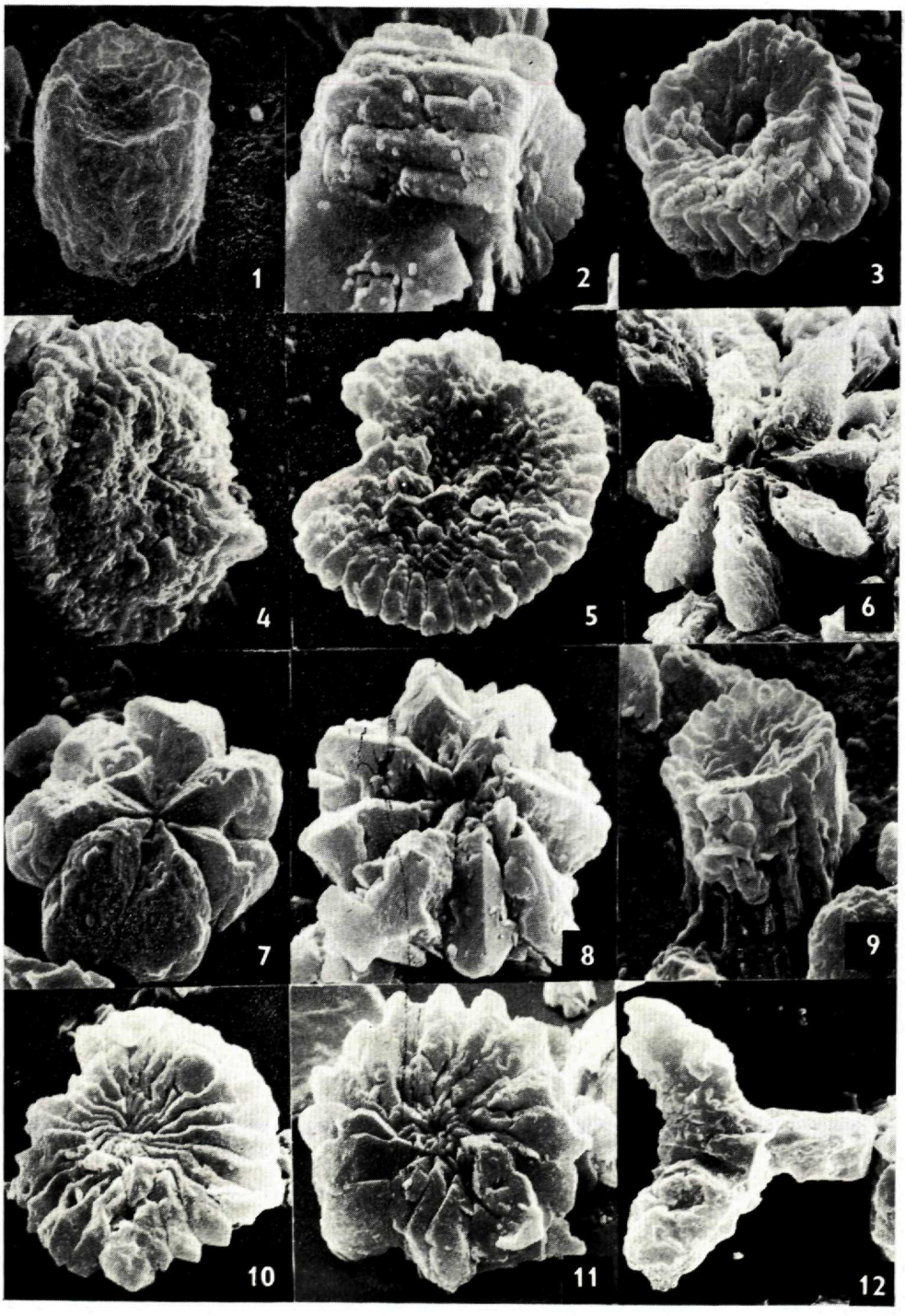

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


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


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


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


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


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

1

2

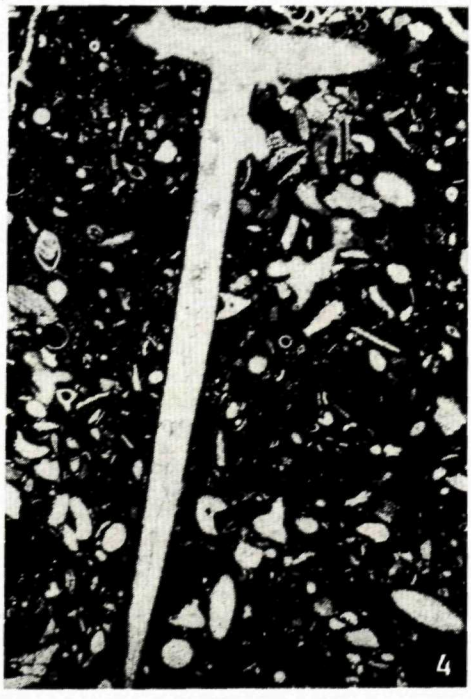
3

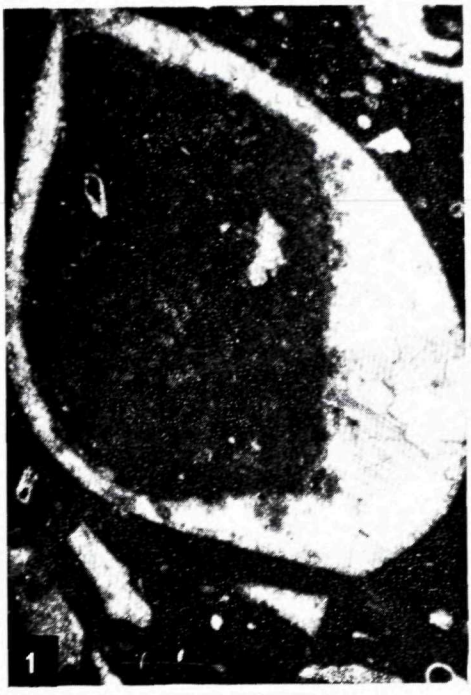
4

1

2

3

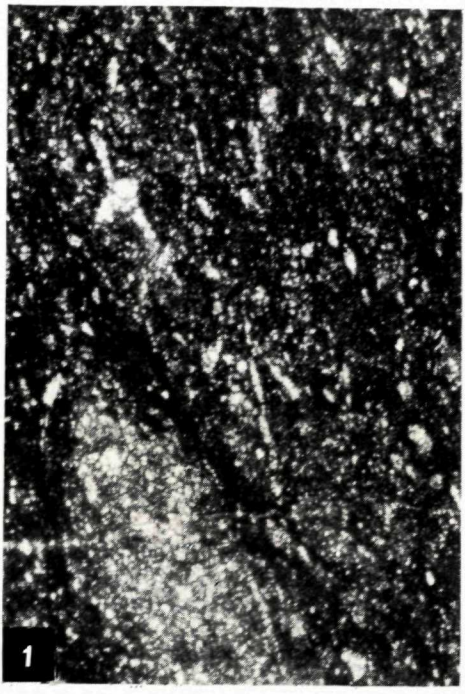

4


1

2

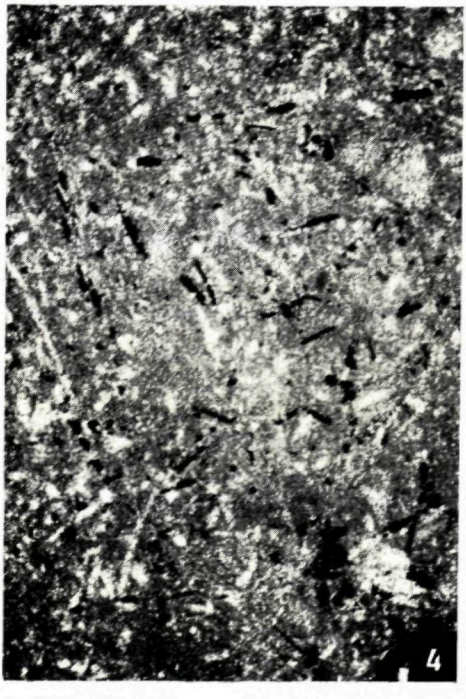
3

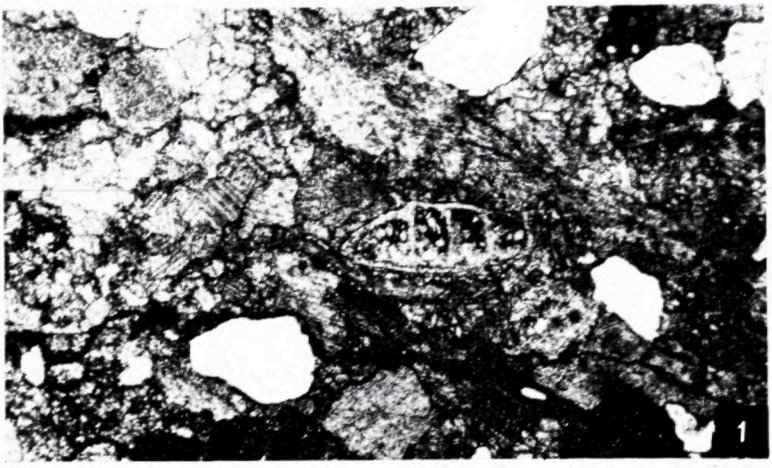
4


1

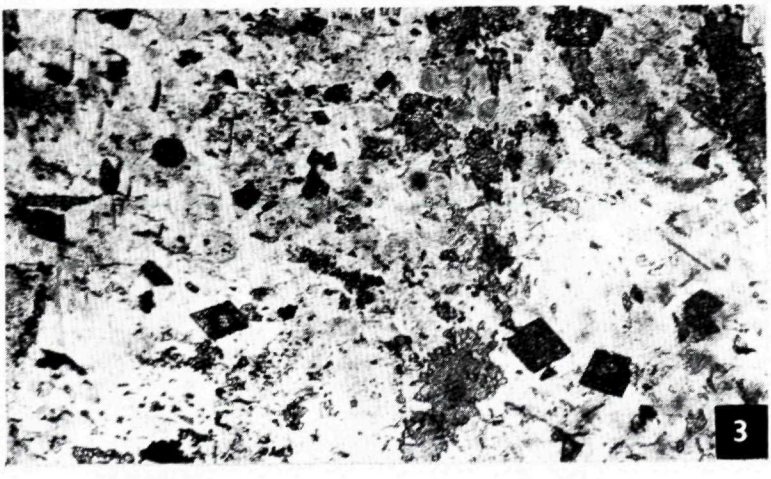
2

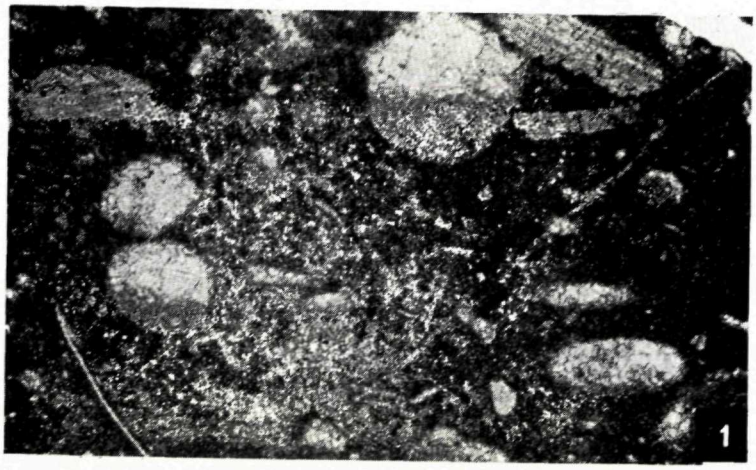
3

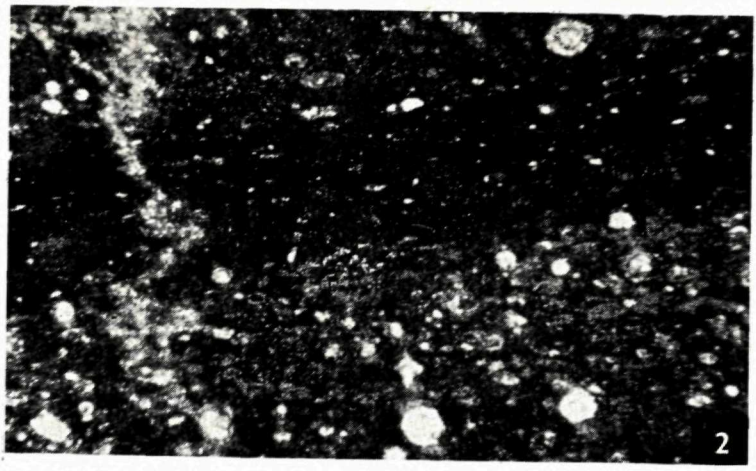

4


1

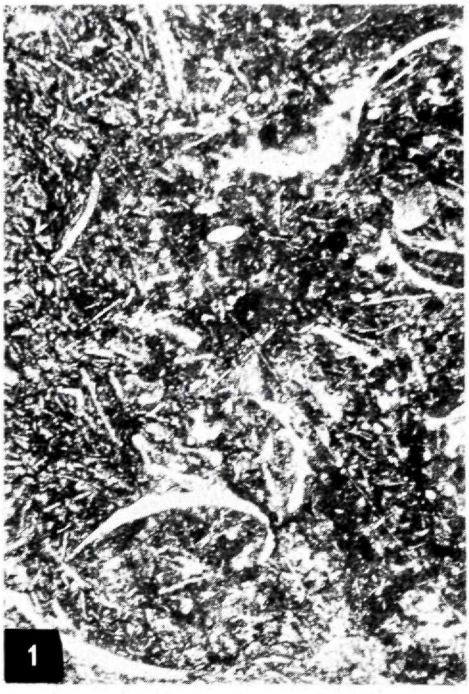
2

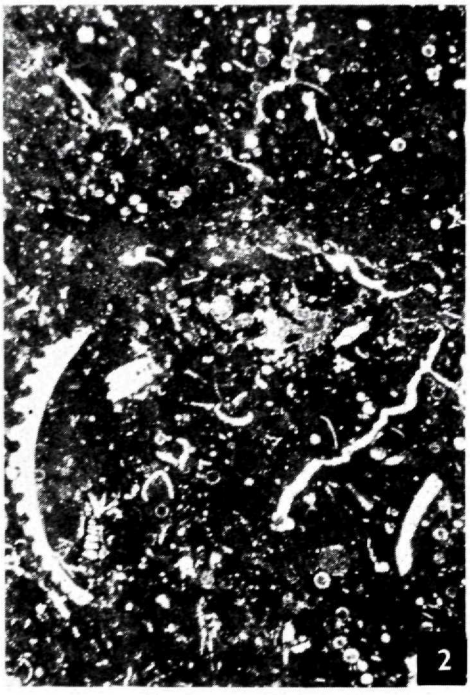

3

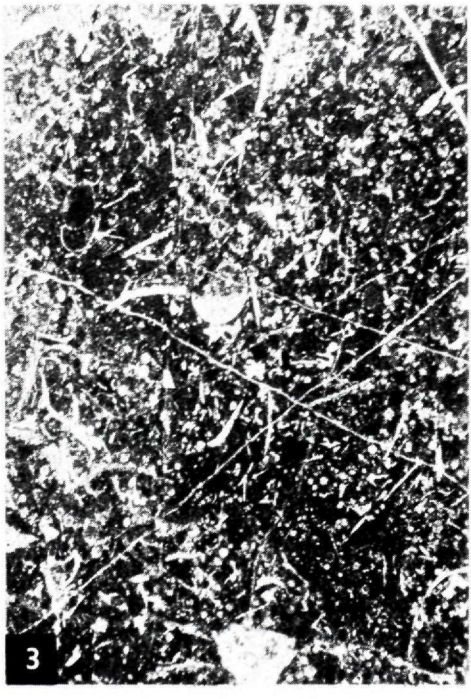

1


2

3


1


2


3

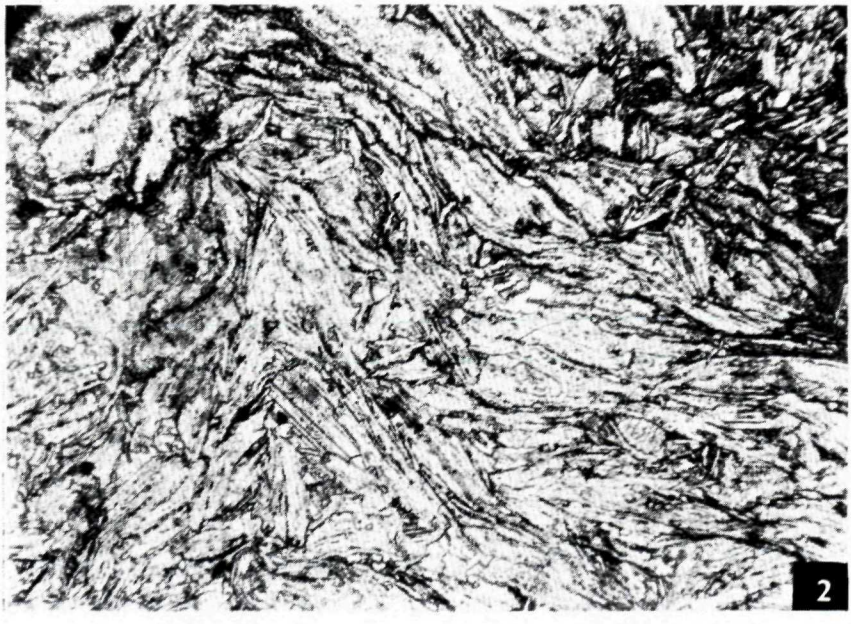
4

1

2

3

1

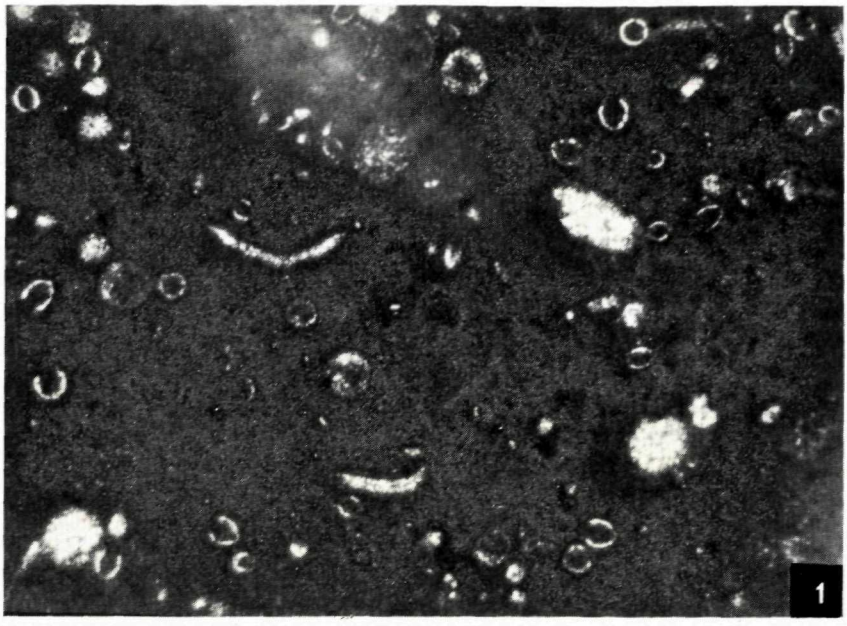

2

1

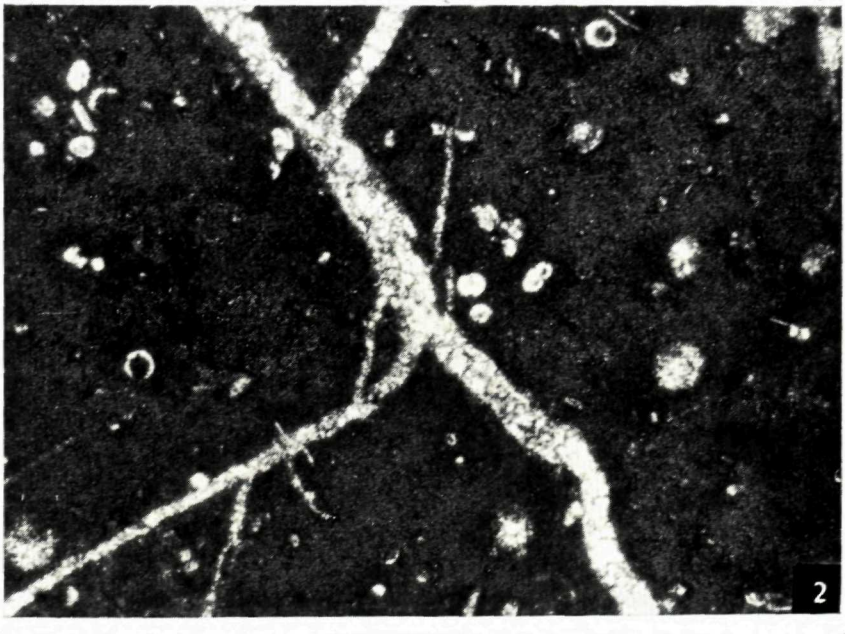
2

1

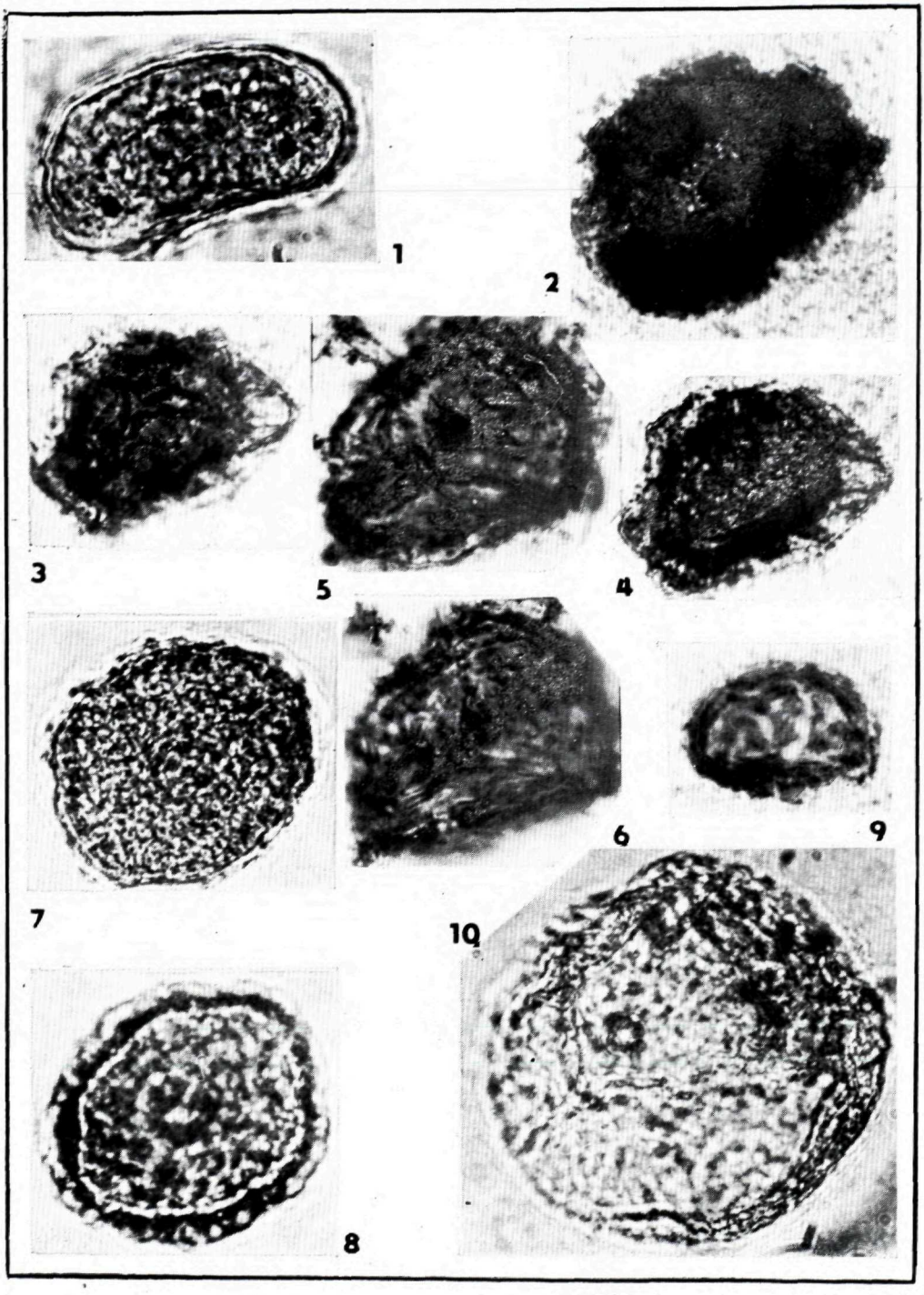
2

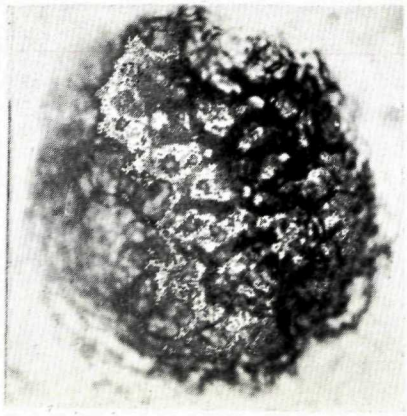


1

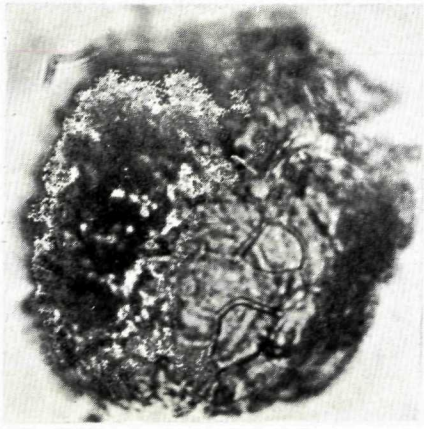


2

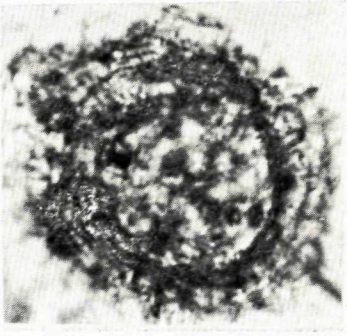

1
2
3
5
4
6
9
7
10
8



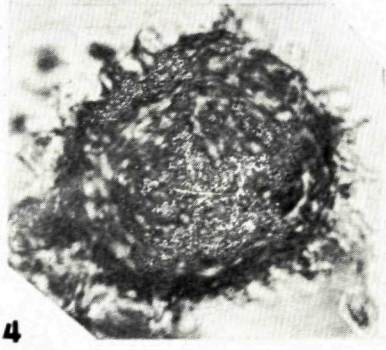
1



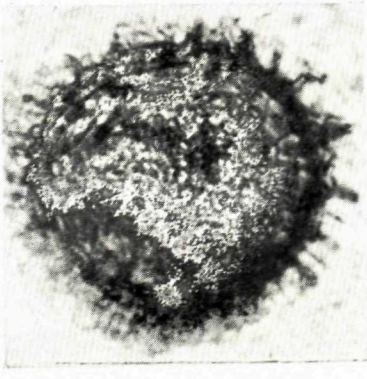
2



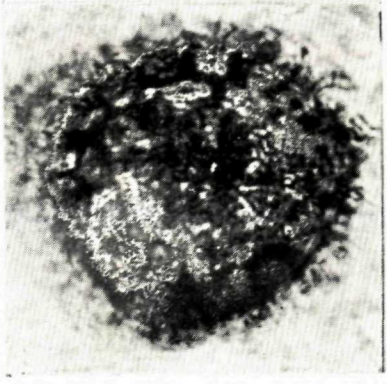
3



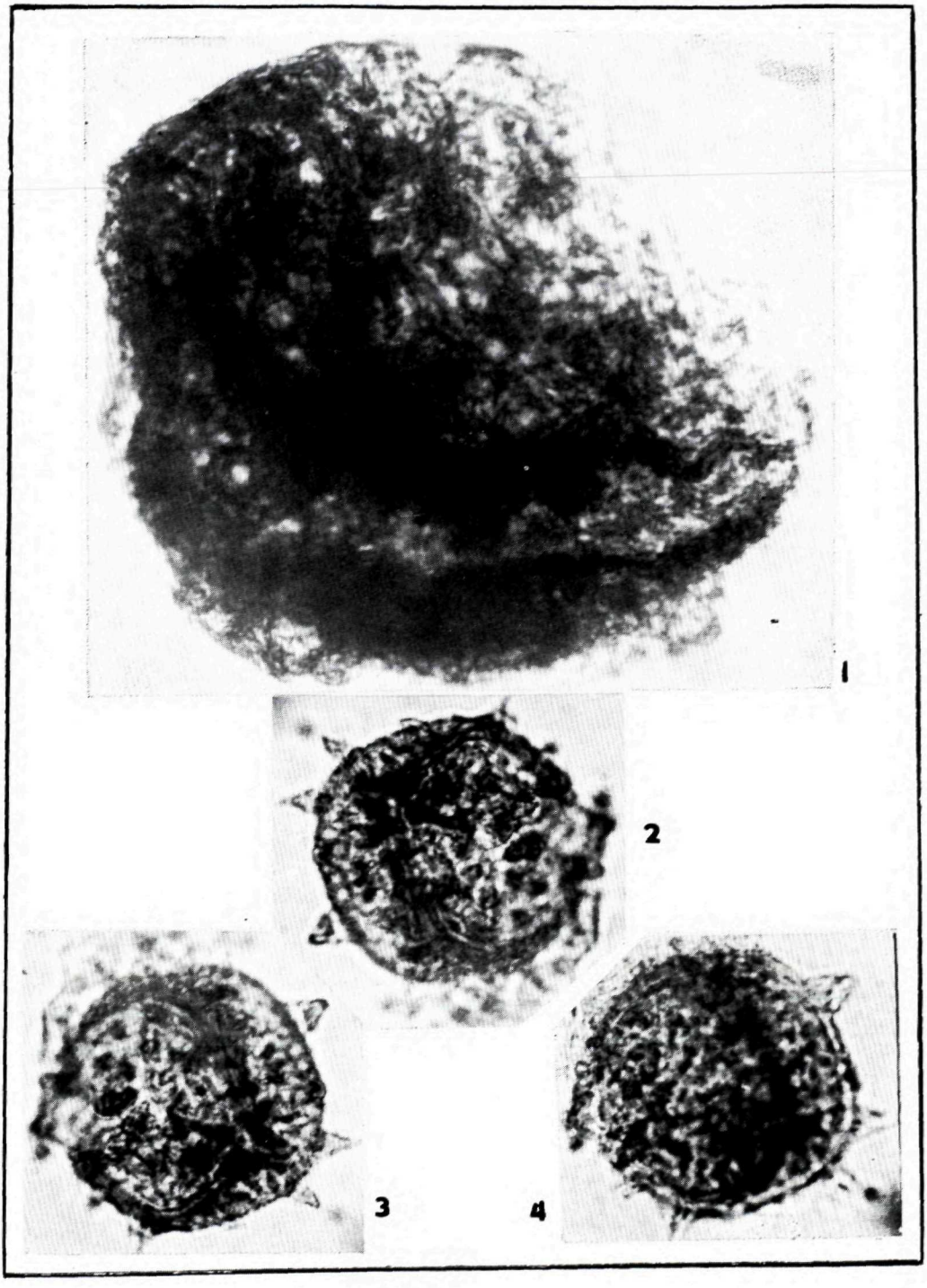
4

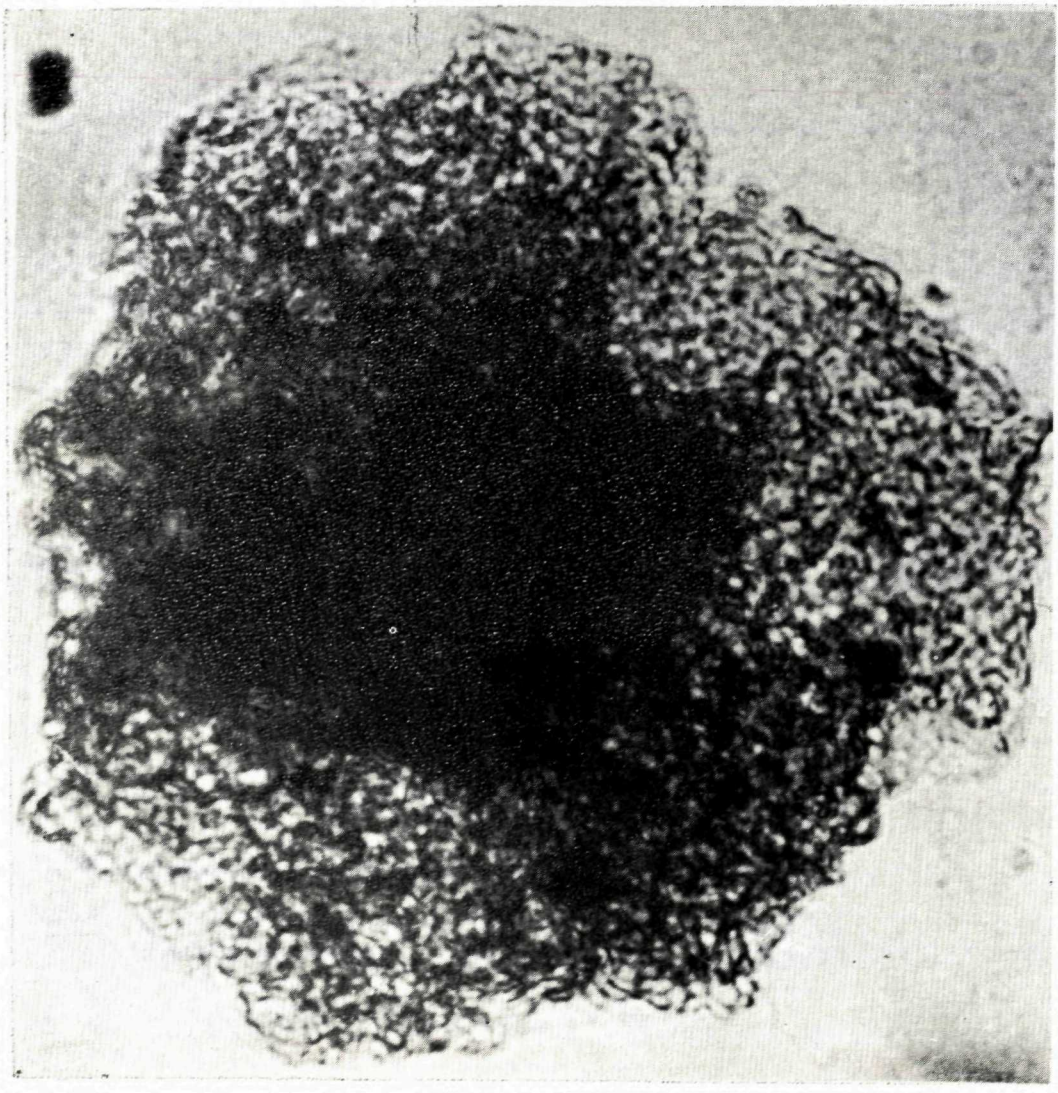


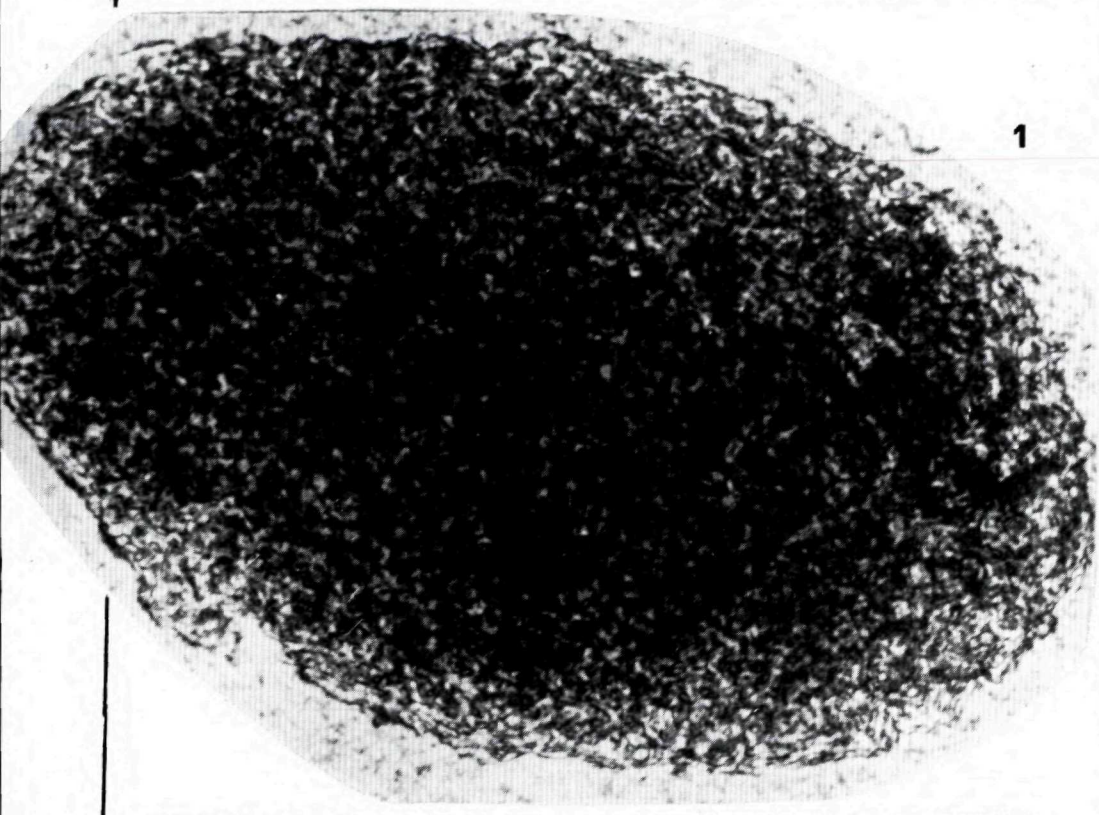
5



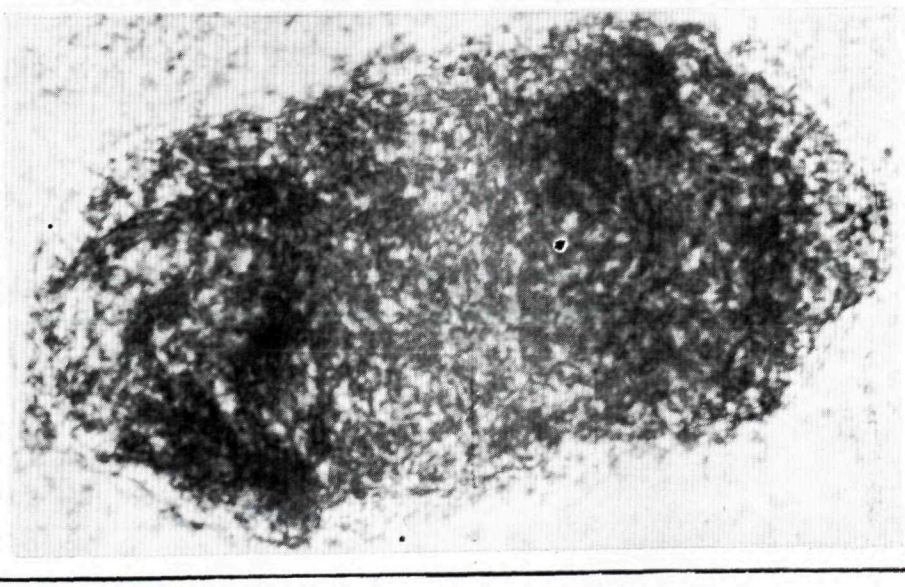
6


1
2
3
4

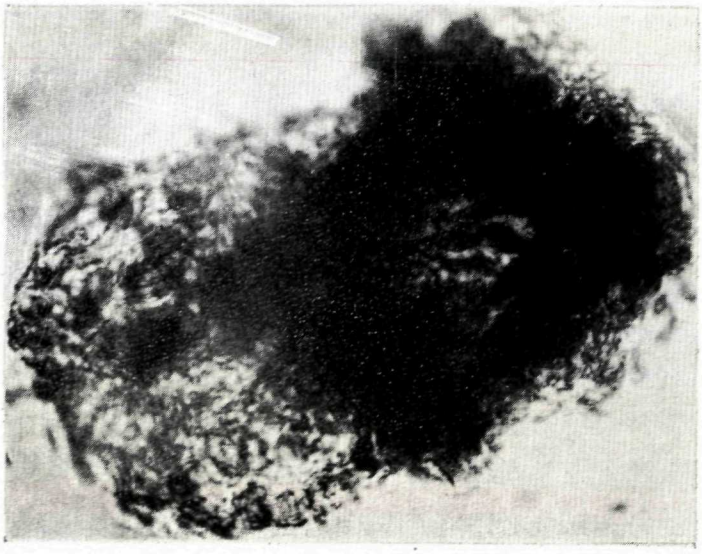




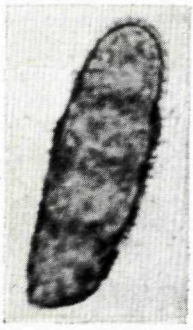
1



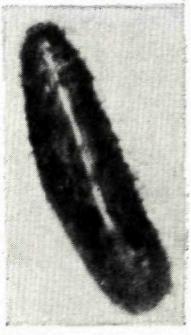
2



1

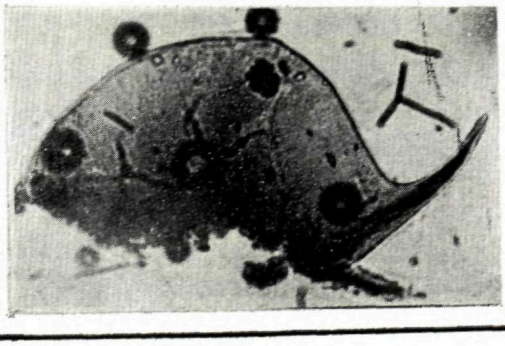


2

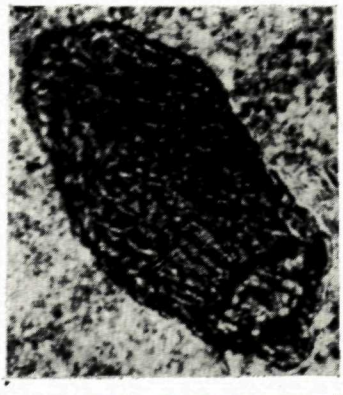


3

4

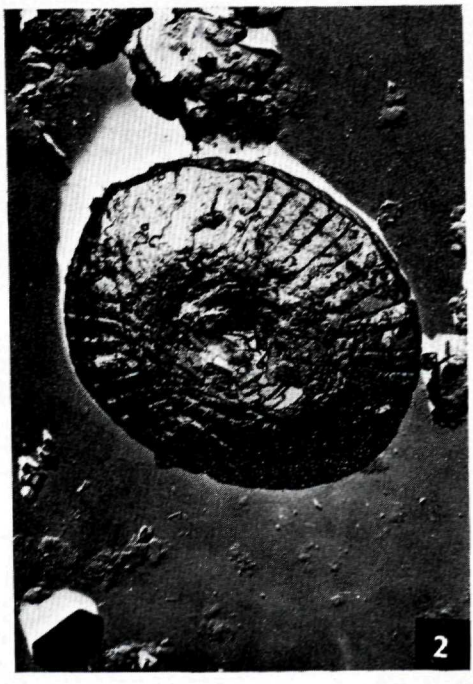


5



6

1


2

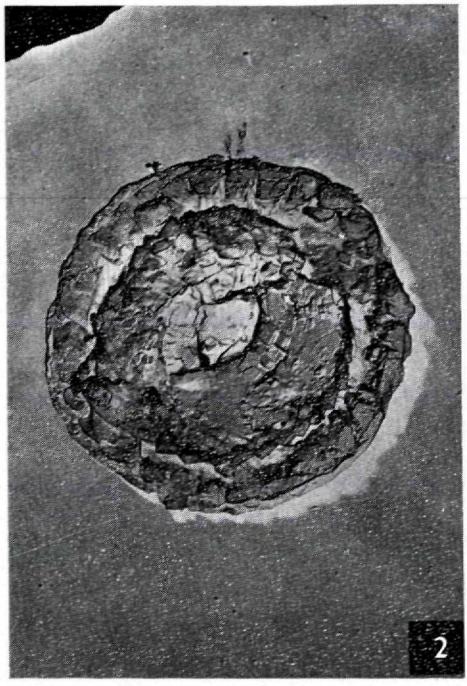
3

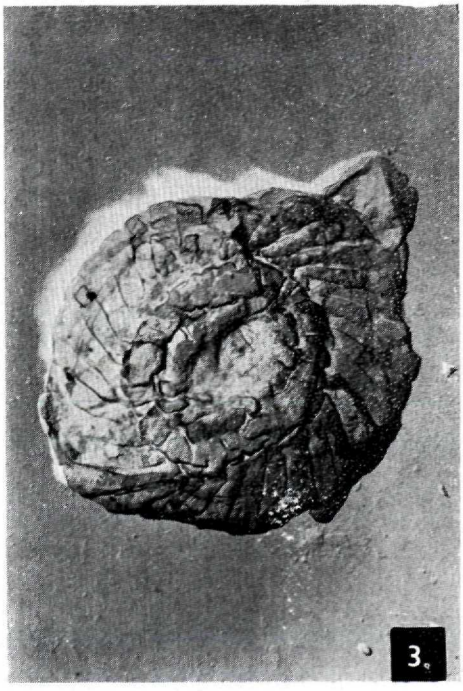
1

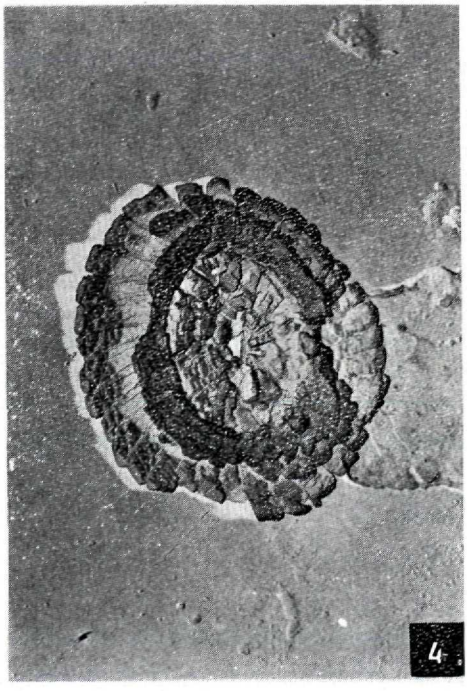
2

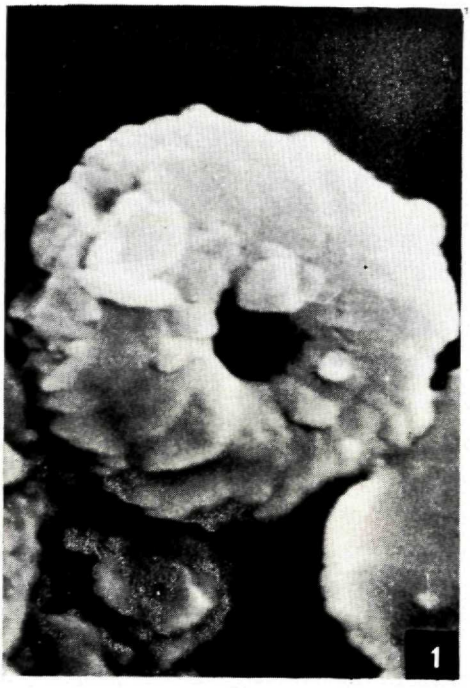
3

1

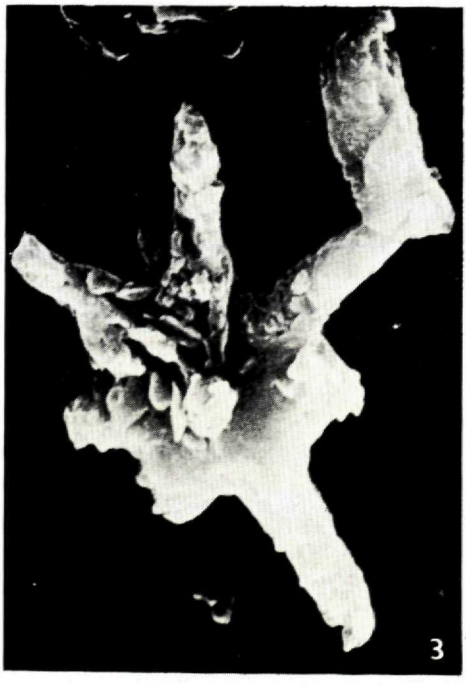

2

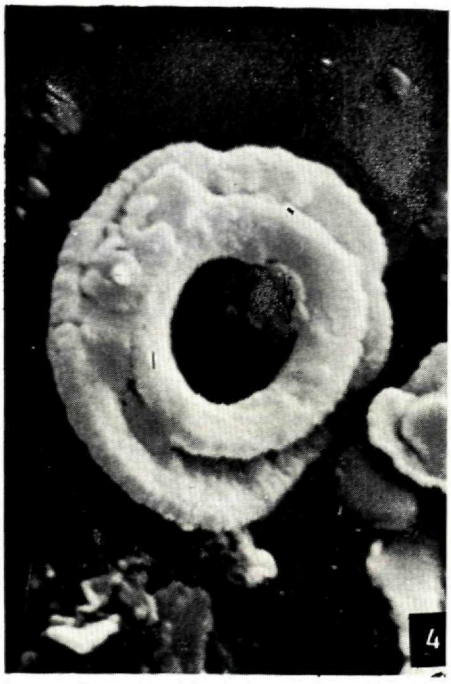

3


4

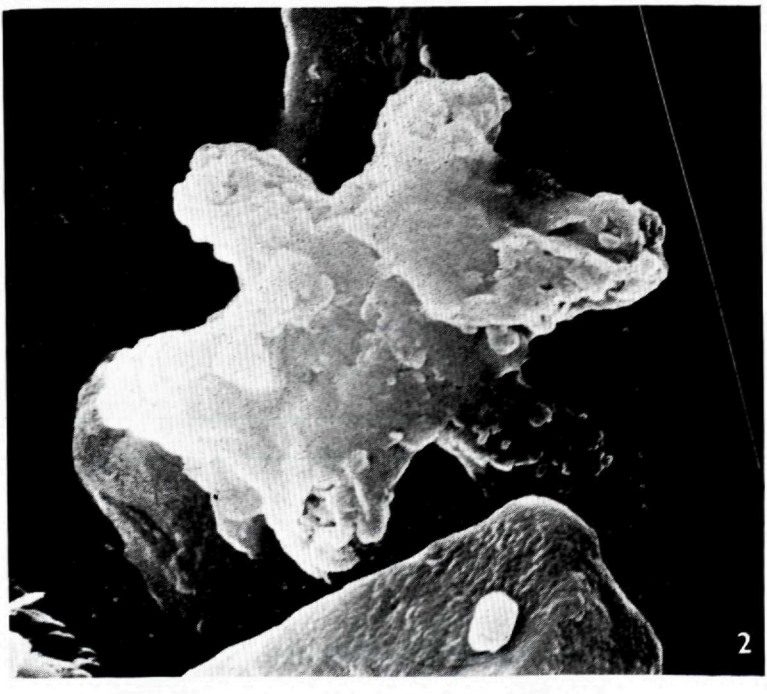

1

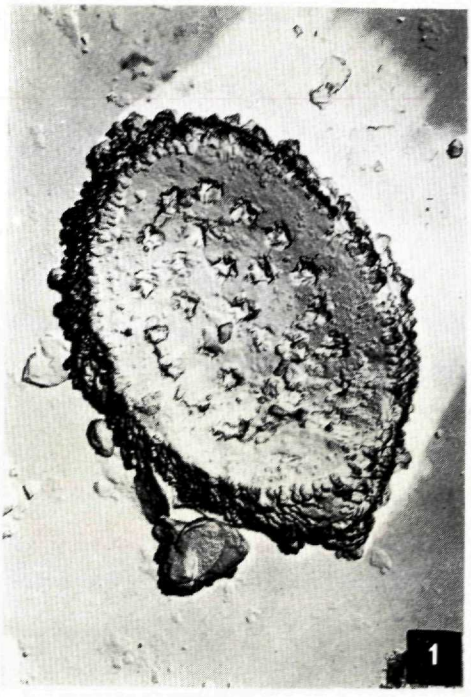
2


3


4

1

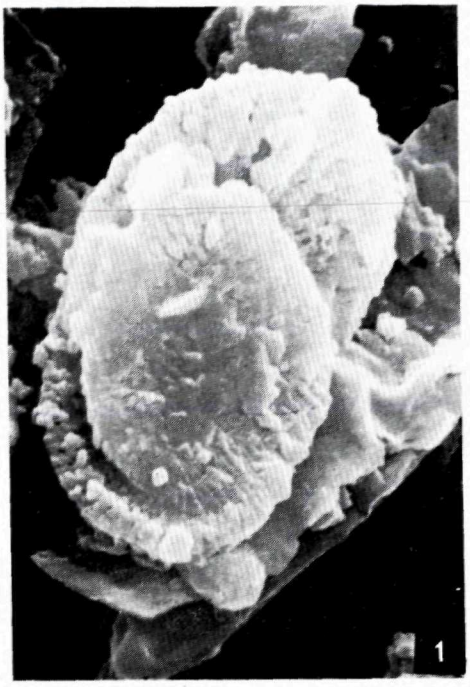

2


1

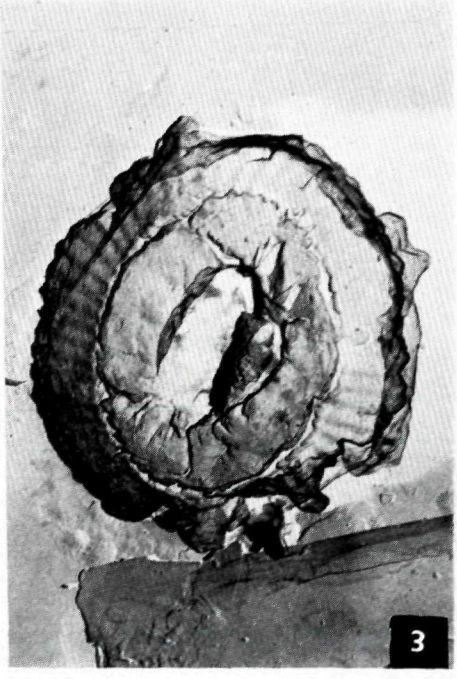
2

3

4

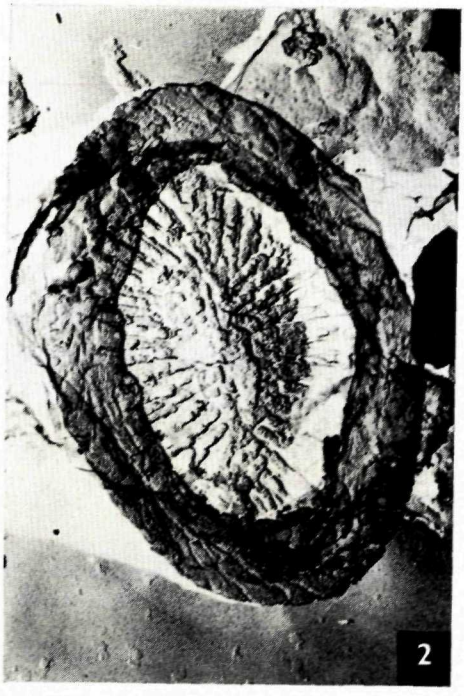

1

2


3

4

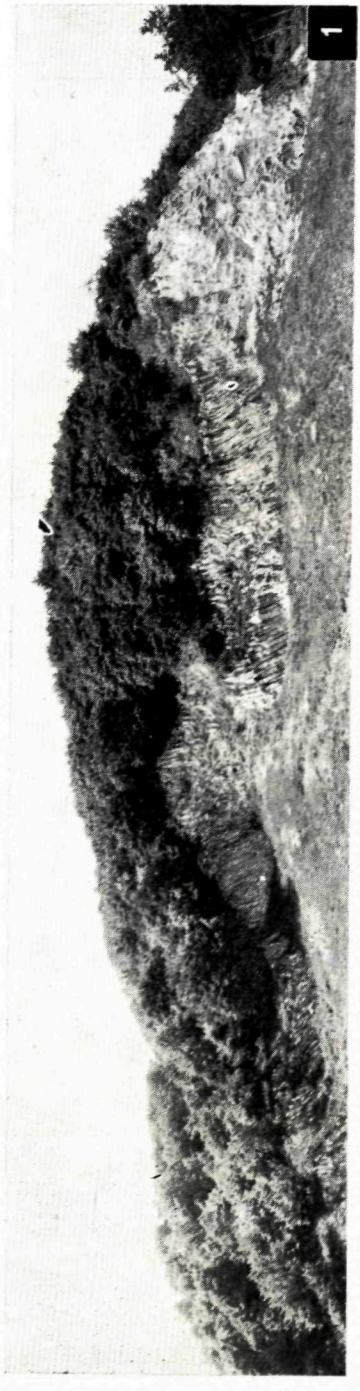
1

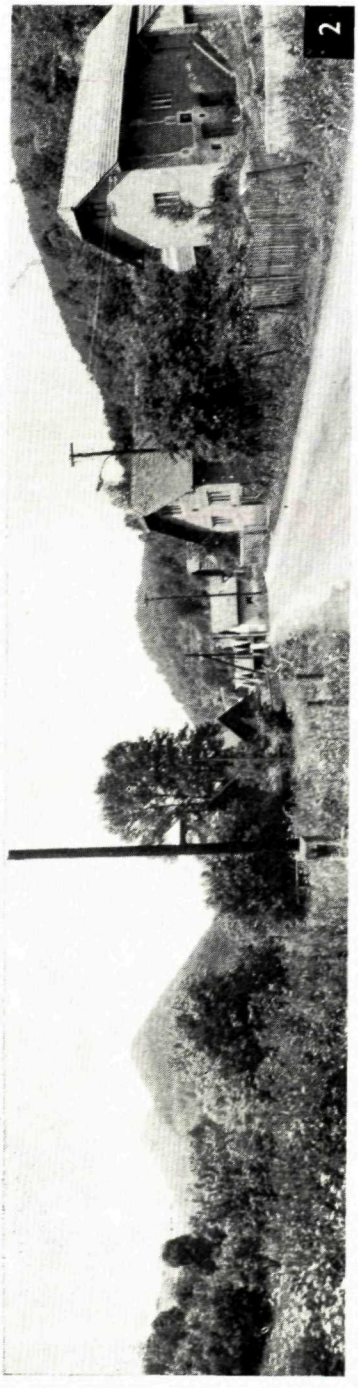

2

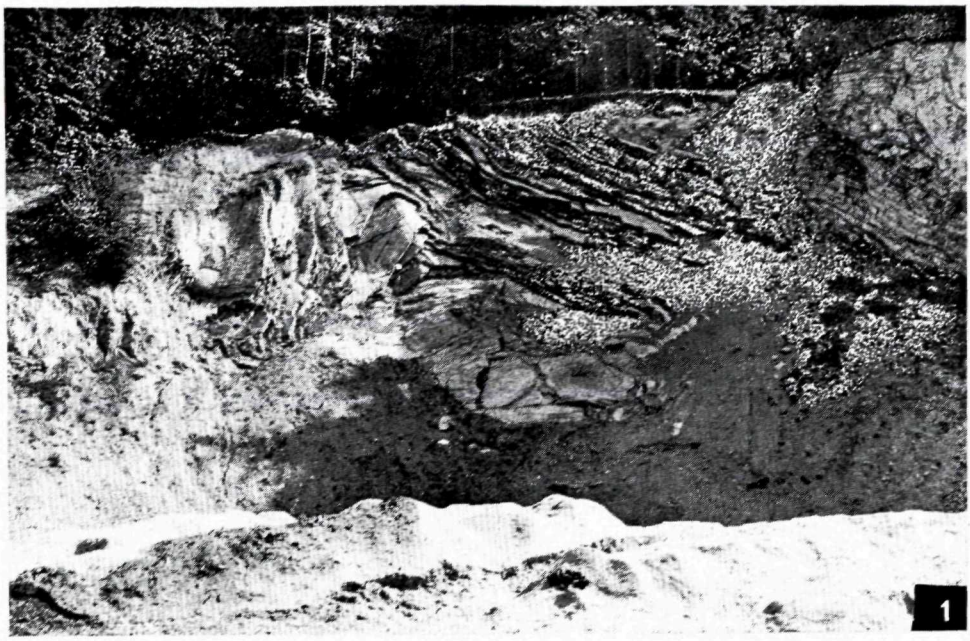
3

1

2


1


2


1