

# GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 41

7  
172/39

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1967

**Redakčná rada**

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

**Vedecký redaktor:**

Dr. Ondrej Samuel, CSc

1319a



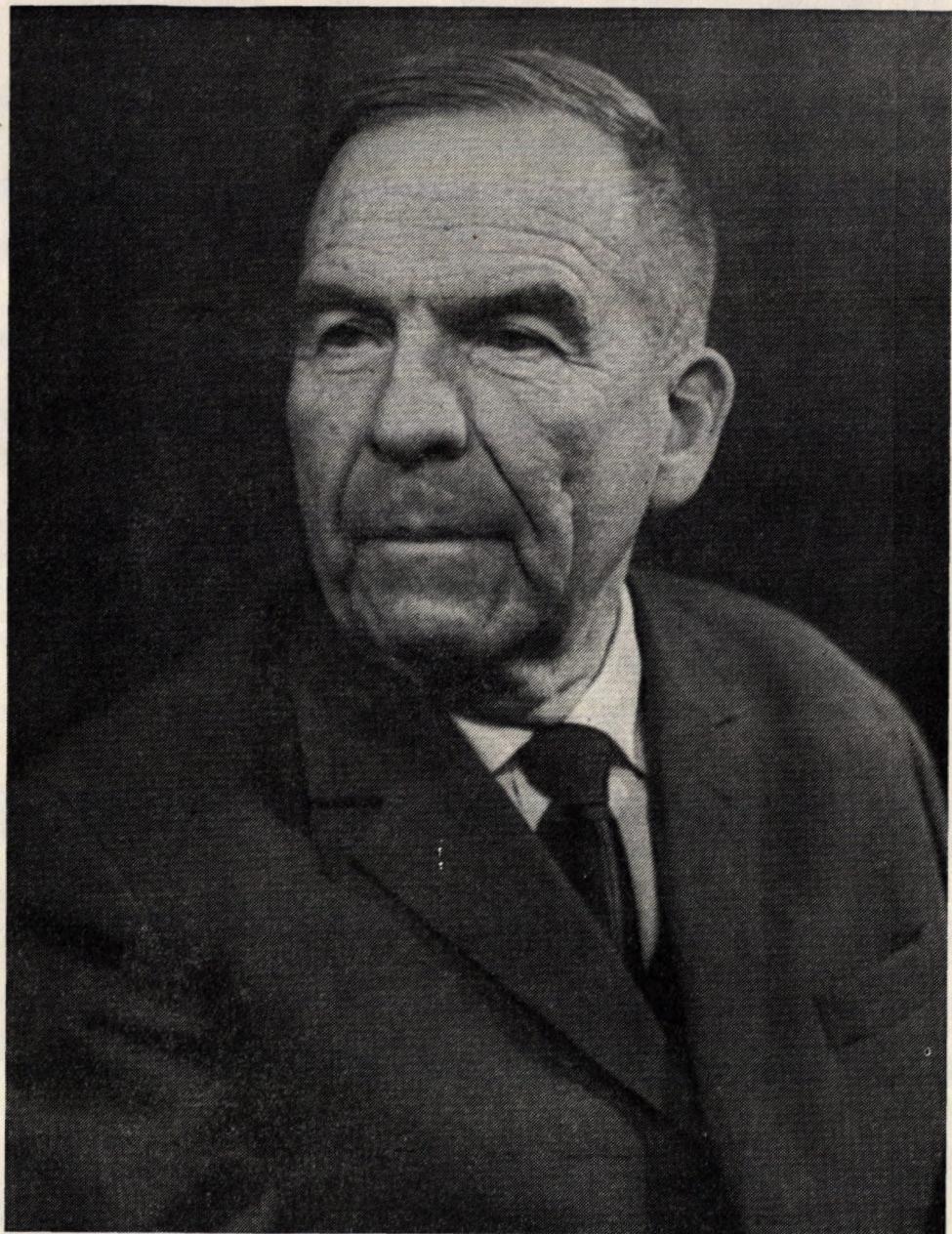
20.-Kv

1265/1967

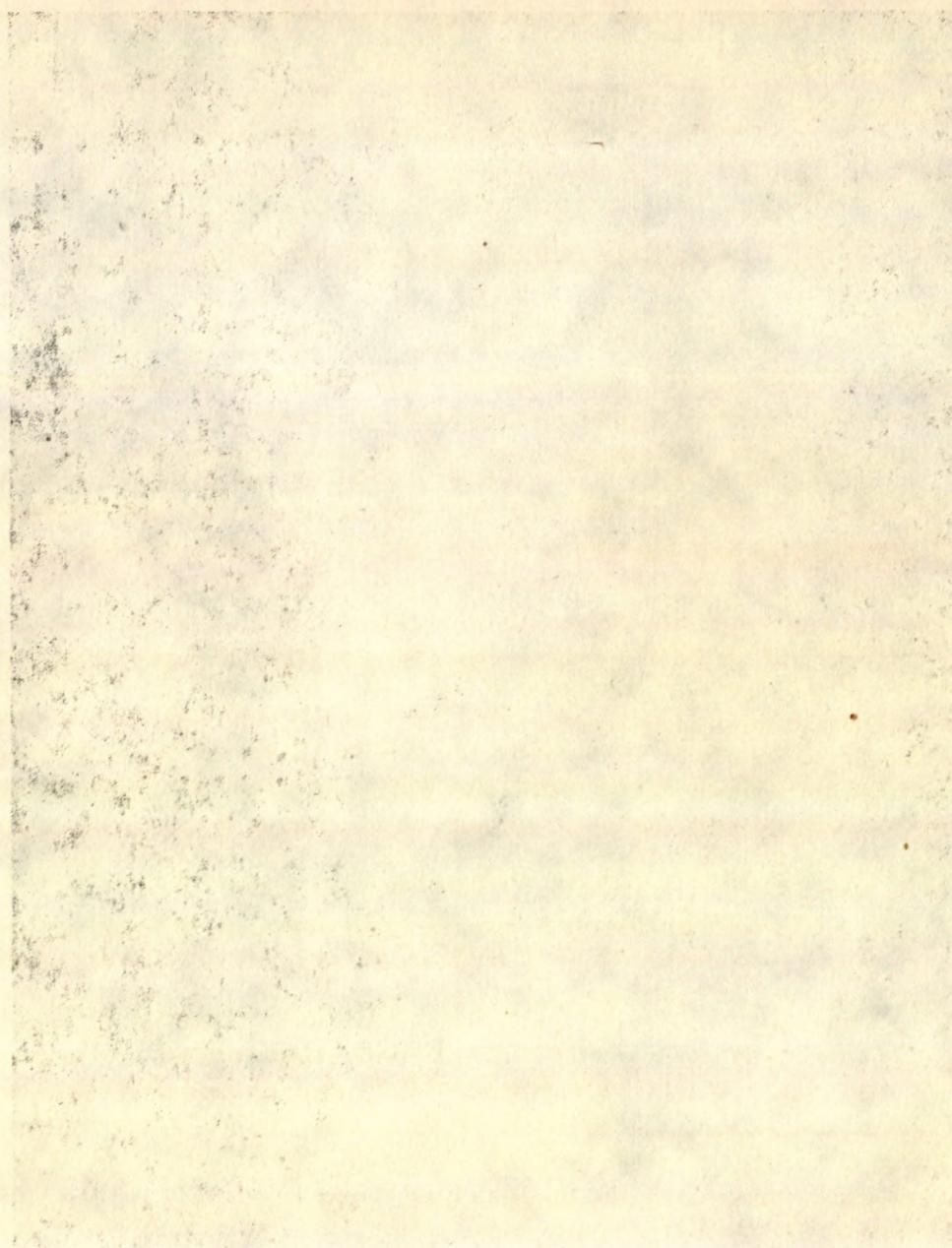
OBSAH — CONTENTS — INHALT

<i>Akademik Dmitrij Andrusov 70-ročný</i>	7
1. Siblík M.: Tetrarhynchiinae a Cyclothyridinae slovenského domeru. — Tetra-	
rhynchiinae and Cyclothyridinae of Slovakia (Pl. I—II)	11
2. Volfová J.: Intraspecial Variability of Three Representatives of Family	
Marginellidae on the Ground of Biometrics. — Medzidruhová variabilita 3	
zástupcov rodu Marginellidae na podklade biometrických štúdií (Pl. III)	27
3. Samuel O.—Vaňová M.: Nové poznatky o stratigrafii eocénu v okoli Štúrova.	
— New Occurrence about the Stratigraphy of Eocene from Štúrovo	41
4. Ondrejíčková A.: Vývoj a fácie karpatu v Ipelskej kotline na základe fauny	
mäkkýšov. — Faciesentwicklung des Karpaten im Ipefer Kessel auf der	
Basis der Molluskenfauna	53
5. Gabrielová N.—Planderová E.: Palynologická charakteristika a korelácia	
tortónu Slovenska a miocénu južných Čiech. — Palynologische Charakteristik	
und Korrelation der Tortonschichten in der Slowakei und der miozänen Schich-	
ten in Südböhmen	79
6. Takáč M.: Paläobotanische Funde im Handlová-Nováky-Braunkohlenbecken.	
— Paleobotanické nálezy v hnedouholnej panve Handlová-Nováky	93
7. Ivanov M.: Vzťah zrudnenia Tribča k štiavnickému a kremnickému rudnému	
obvodu. — Relationship of Ore Deposits of the Tribeč Mts. to the Metallo-	
genesis of Banská Štiavnica and Kremnica	99
8. Janáček J.: Poznámky k stratigrafii a paleogeografií miocénu a pliocénu Košic-	
ké kotliny. — Bemerkungen zur Stratigraphie und Paleogeographie der Miozän-	
und Pliozän-Schichten im Košice-Kessel	107
9. Rudinec R.: Výsledky naftovo geologického prieskumu na štruktúre Sečovce-	
juhu. — Ergebnisse der Erdölforschungen auf der Struktur Sečovce-Süden	121
10. Ivan L.: Genéza pieskov v južnej oblasti Malých Karpát. — Zur Genese der	
Sande im südlichen Raume der Kleinen Karpaten	129
11. Hovorka D.: Ultrabasic Rocks of the Kraklová Zone of West Carpathians. —	
Ultrabázické horniny kraklovskej zóny	137
12. Vozár J.: Petrografická charakteristika melafyrov Malých Karpát. — Zur pe-	
trographischen Charakteristik der Melaphyre der Kleinen Karpaten (Taf. V—VI)	153

13. Hvoždara P.: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti veporíd. — Die Au-Scheelith-Vererzung im mittleren Teil der Veporiden (Taf. IV) . . . . . 167
14. Žúrková I.: Sedimentárne petrografické a sedimentologické zhodnocení vrtby Mikulov 1. — Petrographische und sedimentologische Auswertung der Bohrung Mikulov 1 (Taf. VII—VIII) . . . . . 173
15. Pesl V.—Žúrková I.: Vápnitost sedimentů v západ. části magurského flyše. — Carbonate Content of the Sediments in the Western Part of Magura Flysch. 185



*Akademik Dimitrij Andrusov*



## *Akademik Dimitrij Andrusov 70-ročný*

Akademik Dimitrij Andrusov sa dožíva 7. novembra 1967 70 rokov. Toto významné životné jubileum akademika D. Andrusova si pripomína celá naša geologická verejnosť. Veď jeho meno je u nás i vo svete dobre známe ako meno vynikajúceho geológa, ktorý sa svojou vedeckou prácou mimoriadne zaslúžil o rozvoj a poznanie stavby pásmových pohorí, hlavne západných Karpát.

Akademik Dimitrij Andrusov sa narodil 7. novembra 1897 v Jurjeve (teraz Tartu) v Estónskej SSR, ako syn univerzitného profesora, akademika Ruskej akadémie vied, geológa a paleontológa Nikolaja Andrusova. Stredoškolské vzdelanie nadobudol na gymnáziu v Kijeve a v Petrohrade, Vysokoškolské štúdium započal na Prírodovedeckej fakulte Petrohradskej univerzity, potom študoval na Taurickej univerzite v Simferopole na Kryme a na Sorbone v Paríži, kde skončil štúdiá s gradusom Licencié des sciences z prírodopisu. Vysokoškolské štúdiá ukončil na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe, kde bol roku 1925 promovaný na doktora prírodných vied a kde ostal až do roku 1938, najprv ako asistent, neskôr ako docent.

Prvé a najpevnejšie základy v geológii získal akademik D. Andrusov od svojho otca, po ktorom zdedil lásku k prírode a k štúdiu jej zákonitostí, hlavne jej anorganickej časti, geológie. Už počas stredoškolských štúdií sa zúčastňoval na výskumných geologických expediciách v rôznych európskych a ázijských častiach Ruska. Takto získal výborný základ pre ďalšie štúdium a výskumnú činnosť. Počas vysokoškolských štúdií ešte intenzívnejšie sa zúčastňoval geologických expedícií, ktoré robili výskum naftových, uholných a iných ložísk, čím získal aj bohaté praktické skúsenosti. Ďalšími jeho učiteľmi boli vynikajúci profesori geológie, ako prof. Emil Hang na Sorbone v Paríži a prof. Radim Kettner na Karlovej univerzite v Prahe.

Vedecké geologické výskumy začal akademik Andrusov robiť v Českom masíve, ale čoskoro prenesol tažisko svojej práce na Slovensko. Najprv spolupracoval s prof. R. Kettnerom na výskume okolia Žiaru n/Hronom a v Nízkych Tatrách. Neskôr začal robiť samostatný a dlhodobý geologický výskum naj-

zložitejšej tektonickej jednotky Západných Karpát — bradlového pásma, kde sa plne uplatnili jeho vynikajúce schopnosti. Podrobne tu rozpracováva stratigrafiu jednotlivých sérií a dokladá ju početnými nálezmi nových skamenelín. Stratigrafiu mezozoika bradlového pásma mohol D. Andrusov správne riešiť vďaka svojím bohatým paleontologickým znalostiam a dokonalému poznaniu alpskej stratigrafickej a paleontologickej literatúry. Veľkú pozornosť venuje faciálnej charakteristike sérií a súvrství a objasňuje tektonické procesy vzniku bradlového pásma. Do výskumu stratigrafie zavádzajú nové sedimentologické a mikropaleontologické metódy, najmä francúzskej školy. Výsledky svojich mnohoročných výskumov v bradlovom pásme zhrnul v trojdielnej monografii, obsahujúcej množstvo detailných geologických máp, profilov, stratigrafických tabuliek a pod. K monografii sa druží niekoľko farebných máp 1 : 25 000. No D. Andrusov sa neuspokojil s výskumom len jednej oblasti, ale postupne prešiel všetkými tektonickými jednotkami Západných Karpát a všade jeho príchod znamená intenzívne rozvíjanie vedeckého výskumu a veľký prínos nových dát, či už stratigrafických, faciálnych alebo tektonických. Takto potom skoro získal prehľad o celkovej stavbe Západných Karpát a už roku 1931 vydáva spolu s doc. dr. A. Matějkom prvú syntetickú prácu o stavbe Západných Karpát, v ktorej určujú základné tektonické jednotky; názory tu uvedené predstavujú dôležitú etapu v geologickom výskume Karpát a tvoria základ, z ktorého vychádzajú všetky nasledujúce výskumy. Ďalšou jeho syntetizujúcou prácou je Geológia Slovenska z roku 1938 a Geológia a výskytu nerastných surovín Slovenska z roku 1943. Značná časť jeho prác má paleontologický charakter, pretože riešil rôzne problémy stratigrafie mezozoika a terciéru na základe biostratigrafie. Rovnako rozsiahla je aj činnosť D. Andrusova v aplikovanej geológii, najmä od roku 1935 až do povojnových rokov. Aj na tomto poli môže byť D. Andrusov vzorom vedca, ktorý spája teoretické výsledky svojho bádania s praktickou činnosťou a dáva výsledky vedy do služieb spoločnosti. Známa je jeho spolupráca pri projektovaní a stavbe údolných priehrad, železníc, tunelov, pri vyhľadávaní rôznych nerastných surovín atď.

Druhá, bohatšia a rozsiahlejšia etapa činnosti akademika D. Andrusova začína roku 1938, kedy prichádza natrvalo na Slovensko. V tom roku bol menovaný profesorom a prednustom Geologického ústavu Slovenskej vysokej školy technickej v Košiciach, ktorá sa čoskoro prestahovala do Bratislavu. Roku 1940 začal prednášať aj na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej univerzity, na ktorej bol v roku 1941 menovaný profesorom a prednustom Geologicko-paleontologického ústavu. Takto popri výskumnej práci začína aj jeho pedagogická a organizačná činnosť. Buduje za fažkých podmienok geologické ústavy vysokých škôl a roku 1940 zakladá Štátny geologický ústav (dnešný Geologický ústav Dionýza Štúra), ktorého sa stáva prvým riaditeľom. Tým

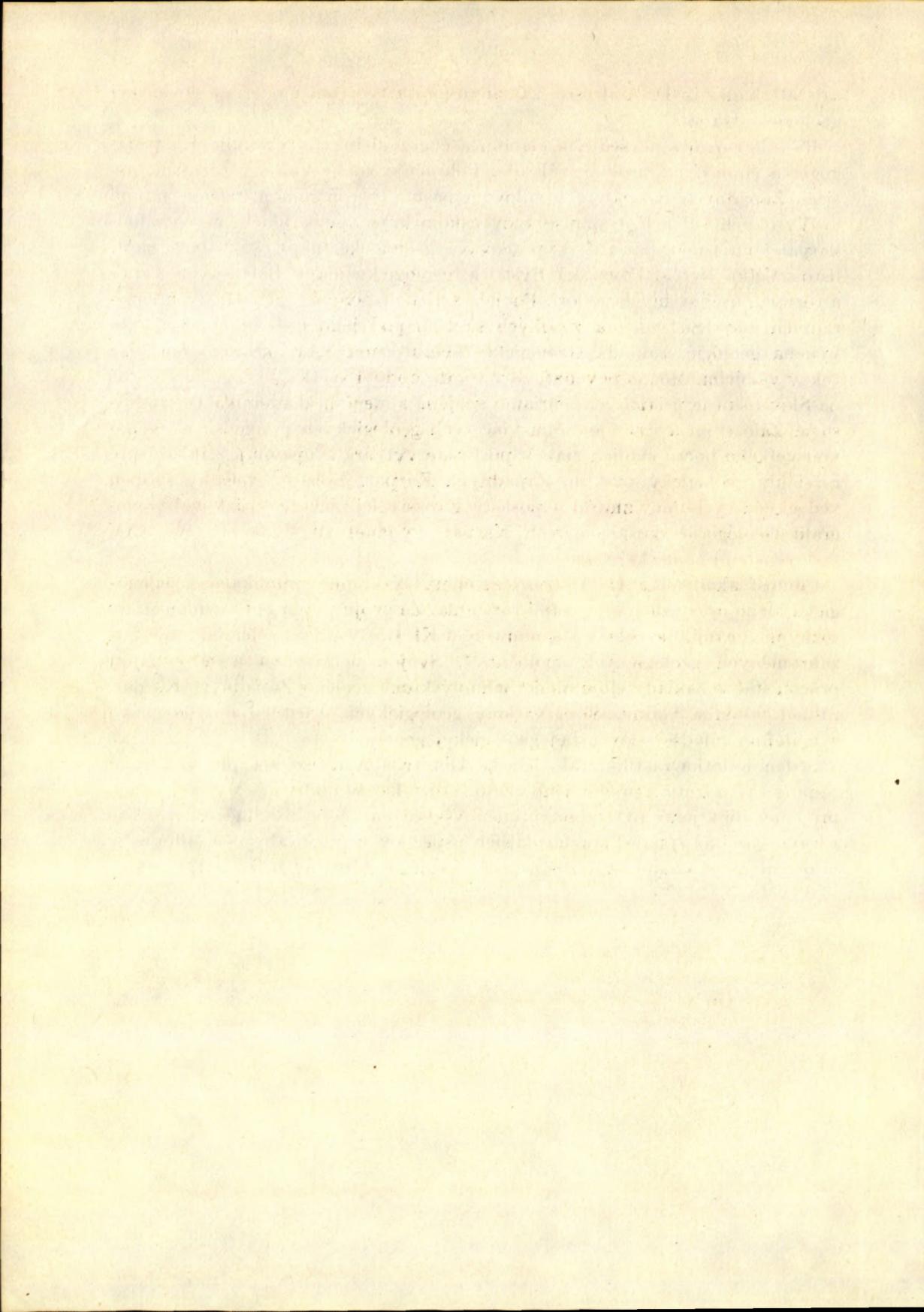
sa stal akademik D. Andrusov zakladateľom a tvorcom modernej slovenskej geologickej školy.

Po oslobodení s nevšedným elánom a energiou rozvíja výskumnú a pedagogickú činnosť na širokom základe. Pokračuje vo výskume v rôznych časťach Západných Karpát, v bradlovom pásme, v centrálnom pásme, najmä vo Vysokých Tatrách, Galmuse, Slovenskom krase, gemeridách, v centrálno-karpatskom paleogéne atď. Vypracováva geologické mapy 1 : 25 000, napr. listov Veľká Bytča, Považská Bystrica, geologickú mapu Belanských Tatier a rôznych úsekov iných pohorí. Podieľa sa na zostavovaní geologických generálnych máp. Súčasne na vysokých školách pod jeho vedením rozširuje sa výučba geológie; zakladá Geologické laboratórium SAV, ktorého bol viac rokov vedúcim. Možno povedať, že v tomto období všetka geologická činnosť na Slovensku je priamo, či nepriamo spojená s menom akademika D. Andrusova. Založením a vybudovaním viacerých geologických pracovísk a výhovou veľkého počtu svojich žiakov postupne vytvára a upevňuje základy pre rozsiahly geologický výskum Západných Karpát. Bohaté výsledky svojich vedeckých výskumov zhŕnul napisy v rozsiahlej niekoľkozväzkovej monografii *Geológia československých Karpát*, vydanej vo Vydavatelstve SAV v slovenskej i nemeckej reči.

Činnosť akademika D. Andrusova, či už výskumná, publikáčná, pedagogická alebo organizačná, je veľmi rozsiahla. Za svoju prácu bol vyznamenaný rôznymi cenami, napisy štátnej cenou Kl. Gottwalda; je členom mnohých zahraničných geologických spoločností. Svojou neúnavnou a húževnatou prácou stal sa zakladateľom moderného výskumu geológie Západných Karpát, zakladateľom a budovateľom väčšiny geologických inštitúcií na Slovensku a učiteľom mladšej slovenskej geologickej generácie.

Sedemdesiatka zastihuje akademika Dimitrija Andrusova v plnom zdraví; je plný optimizmu a pracovného elánu, ktorý každý obdivuje. My, jeho žiaci, prajeme mu k jeho životnému jubileu všetko najlepšie, na dlhé roky pevné zdravie, osobné šťastie, mnoho ďalších úspechov v práci, aby ešte dlhé roky pracoval spolu s nami za ďalšie úspechy geológie Západných Karpát.

*Oto Fusán*



MILOŠ SIBLÍK

TETRARHYNCHIINAE A CYCLOTHYRIDINAE SLOVENSKÉHO DOMERU

V první části souborného zpracování rhynchoneloidních ramenonožců slovenského domeru byly uveřejněny úvodní kapitoly všeobecného charakteru a popisy nových druhů (M. Siblík, 1967). V předkládané práci je souborně zpracována část čeledi *Rhynchonellidae* Gray a to podčeledě *Tetrarhynchiinae* Ager (rody *Tetrarhynchia*, *Cuneirhynchia*, *Gibbirhynchia*) a *Cyclothyridinae* Makridin (rod *Furcirhynchia*). [Použito systému navrženého D. V. Agerem, 1965 s tím rozdílem, že rod *Rhynchonelloidea* Buckman uvedený tímto autorem v podčeledi *Tetrarhynchiinae* je v celkovém zpracování naší fauny řazen do podčeledi *Rhynchonellinae* Gray a bude popsán později.]

RHYNCHONELLIDAE GRAY, 1848

TETRARHYNCHIINAE AGER, 1965

*Tetrarhynchia* Buckman, 1914

*Tetrarhynchia tetraedra* (Sowerby, 1812)

(Tab. 1, obr. 1; text. obr. 1)

- 1812 *Terebratula tetraëdra* — J. Sowerby: The Mineral Conchology etc., p. 191, tab. 83, fig. 4.
- 1812 *Terebratula media* — J. Sowerby: ibid., p. 191, tab. 83, fig. 5.
- 1832 *Terebratula media* J. Sowerby. — C. H. Zieten: Les Pétrifications de Wurt., p. 54, tab. 41, fig. 1.
- 1838 *Terebratula tetraedra* Sow.—L. von Buch: Essai d'une Classification etc., p. 139, tab. 14, fig. 8.
- 1852 *Rhynchonella tetraëdra*, Sow.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil. Brach., p. 93, tab. 18, fig. 5, 8, 9.
- 1878 *Rhynchonella tetraedra*, Sow.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., Supplement, p. 198, tab. 29, fig. 6.

- 1885 *Rhynchonella tetrahedra* Sow.—C. F. Parona: I brachiopodi liassici di Saltrio etc., p. 243, tab. 2, fig. 5.
- 1891 *Rhynchonella tetraedra* Sow.—G. Di Stefano: Il lias medio etc., p. 186, tab. 2, fig. 3.
- 1893 *Rhynchonella tetraëdron* Sow.—C. F. Parona: Revisione della fauna etc., p. 26, tab. 1, fig. 14—15.
- 1918 *Tetraphynchia tetrahedra* Sowerby.—S. S. Buckman: The Brachiopoda of the Namyau Beds etc., p. 41, tab. 13, fig. 4.
- 1956 *Tetraphynchia tetrahedra* (Sowerby) — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Lias. Rhynch., p. 4, text. fig. 5—8, tab. 1, fig. 1, 2.
- 1964 *Tetraphynchia tetrahedra* (Sow.).—Gr. Răileanu—M. Iordan: Studiu brachiodelor etc., p. 7, tab. 1, fig. 1, 2.
- 1966 *Tetraphynchia tetrahedra* (Sowerby).—M. Siblík: Ramenonožci kostel. bradla, p. 151.
- 1852 *Rhynchonella tetraëdron* Sow.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., tab. 18, fig. 6 (=recte *Quadratirhynchia quadrata* Buckman, 1918); tab. 18, fig. 7 (=recte *Quadratirhynchia crassimedia* Buckman, 1918).

**Materiál:** 16 jader částečně poškozených nebo neúplných se zbytky schránky. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců:

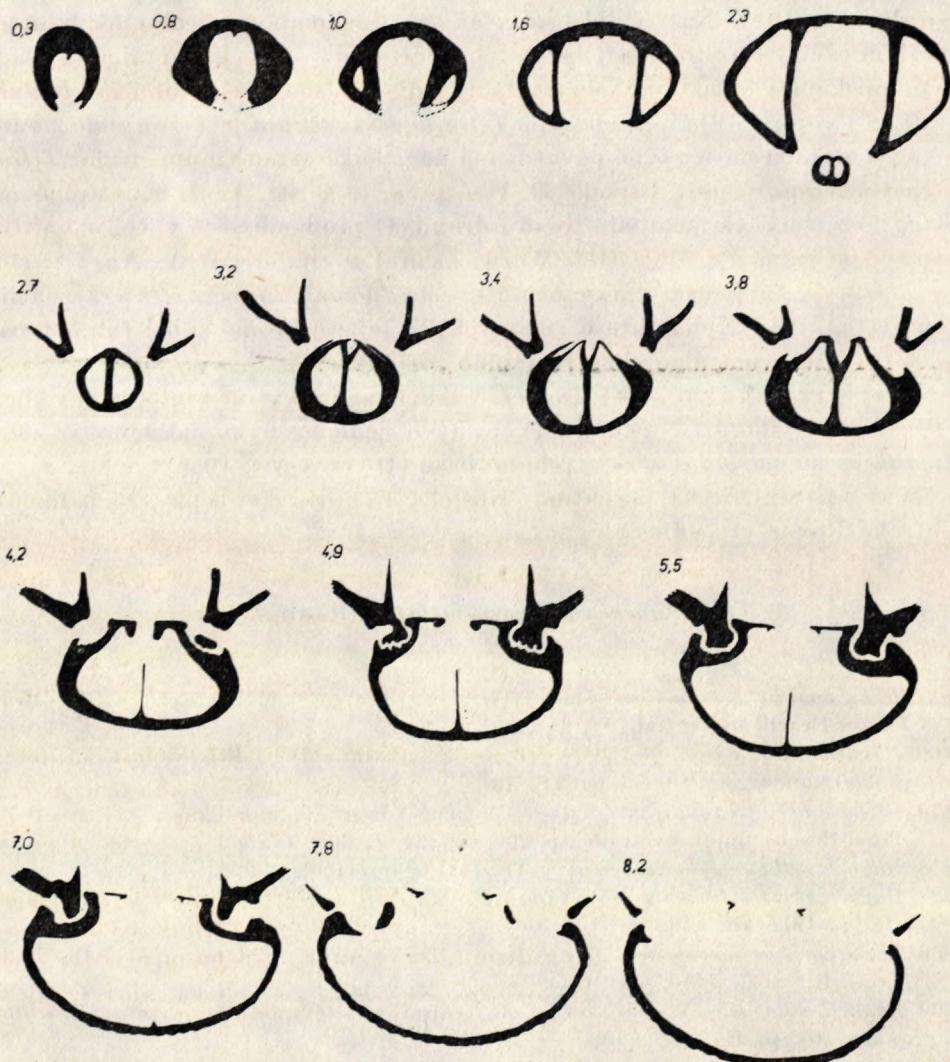
délka	šířka	výška	délka	šířka	výška
26,2	?	18,4	18,2	cca 22,0	13,9
24,0	cca 32,0	20,7	cca 18,0	23,0	17,1
20,1	?	17,9	17,8	21,9	14,0
19,7	25,0	19,9(vyobrazen)	17,3	21,5	17,0

**Popis. Vnější morfologie:** Schránky subeliptického nebo zaobleně trojbokého obrysu jsou protaženy do šířky. Nápadný je rozdíl v klenutosti misek — hřbetní miska je mnohem vyklenutější než břišní. Vazba misek vybíhá vpředu ve vysoké sedlo, jazyček má subangulární omezení. Posterolaterální části schránky mají mělké oválné, nevýrazně omezené planarey. Val hřbetní misky je poměrně úzký, avšak výrazný, náhle se zvedající v přední třetině misky. Vrchol hřbetní misky je široký a zahnutý, stejně jako vrchol misky břišní. Ten má krátké neostřé vrcholové hrany. Stvolový otvor je submesothyridní. Žebra v počtu 16—26 na misce (z toho připadá 6—8 na val hřbetní misky) jsou ostrá, avšak jejich výraznosti směrem k vrcholům misek rychle ubývá; části misek těsně kolem vrcholů jsou u většiny jedinců hladké.

**Vnitřní stavba břišní misky:** Delthyriální dutina je subkvadratní, oddělená témař rovnoběžnými zubovými lištami od postranních vrcholových dutin, které jsou na příčném průřezu polokruhovité. Zuby jsou silné a nízké, rovné nebo slabě dorzálně sbíhavé, krenulátní. Dentikula jsou nízká, ale výrazná. Na příčném řezu zadní části břišní misky je patrný mělký vtisk adduktorů (text. obr. 1, řezy 1,6 a 2,3), rozdelený nízkým a někdy neznatelným euseptoidem (ten je patrný na řezech 0,3 až 2,3). Stvolový prstenec nebyl zjištěn.

**Vnitřní stavba hřbetní misky:** Zámkové destičky zprvu ventrálně konvergují, pak však zachovávají pravidelně horizontální orientaci. Septalium je velké

a hluboké, septaliové destičky jsou znatelně odděleny od destiček zámkových (řez 3,8). Hřbetní septum zůstává dlouho jako lišta, pak se rychle snižuje a brzy mizí. Zubové jamky jsou široké, jejich dno je zprvu značně šikmé a směrem dopředu se dostává do vodorovné polohy. Vnitřní stěny zubových jamek jsou vyvinuty, avšak nejsou viditelně odděleny od zámkových destiček; vnější stěny zubových jamek jsou velmi silné. Z krurálních základů, nacházejících



Text. obr. 1. *Tetrarhynchia tetraedra* (Sow.). Kostelec. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Hřbetní septum vymizelo ve vzdálenosti 7,7 mm od vrcholu břišní misky. Délka jedince 26,2 mm. x 13.

se na hřbetní straně vnitřních konců zámkových destiček, se oddělují raduliferní krura.

**Poznámky:** Vyobrazený jedinec z Kostelce se poněkud liší od většiny našich jedinců subangulární plikací, silnějším (sboku až naduřelým) vrcholem a poněkud ostřejšími žeby. Těmito znaky se liší od netypického holotypu J. Sowerbyho, uloženého ve sbírkách British Museum (Nat. Hist.) v Londýně a je tím dosti blízký některým exemplářům druhu *Quadratirhynchia quadrata* Buckman, 1918. Naši jedinci se však od Buckmanova druhu liší vnitřní stavbou (zvláště přítomností lišťovitého dorzálního septa a septalia) a hladkými miskami v oblasti vrcholů u většiny jedinců. Jsou bližší druhu *Terebratula media* Sowerby, 1812 než holotypu *Tetrahynchia tetraedra*. *Terebratula media* Sow. je dnes zcela správně považována za mladší synonymum druhu *Tetrahynchia tetraedra* (Sow.) (podle D. V. Agera, 1956, str. 4, 6), neboť plně západá do značné variační šíře tohoto druhu. O proměnlivosti vnější i vnitřní morfologie jedinců z Edge Hill (Warwickshire) se zmiňuje D. V. Ager (1956, str. 5, 6). Zajímavé poznatky učinil o délce dorzálního septa, která značně kolísala, a o délce a charakteru zubových lišť; zjistil kromě zubových lišť paralelních lišty ventrálně sbíhavé i silně rozvíhavé.

**Stratigrafické rozpětí:** Domer. V Anglii se vyskytuje tento druh v zóně *Pleuroceras spinatum*, několik netypických jedinců bylo nalezeno v zóně *Amaltheus margaritatus* a ve svrchním liasu (D. V. Ager, 1956).

**Výskyt:** Strážovská hornatina: Kostelec u Považské Teplé (15 jedinců), Košecké Rovné (1 jedinec).

*Tetrahynchia subconcinna* (Davidson, 1852)

(Tab. 2, obr. 2)

- 1852 *Rhynchonella subconcinna* Dav.—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., p. 90, tab. 17, fig. 17.
- 1869 *Rhynchonella tetrahedra* (Sowerby).—E. Dumortier: Études paléont. etc., p. 330, tab. 42, fig. 10, non fig. 11—13.
- 1878 *Rhynchonella fodinalis* R. Tate—Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Foss. Brach., Supplement etc., p. 206, tab. 28, fig. 39—41.
- 1878 *Rhynchonella subconcinna* Dav.—Th. Davidson: ibid, p. 206.
- 1929 *Rhynchonella subconcinna* Davidson.—A. Lanquine: Le Lias et le Jurassique etc., p. 191, tab. 5, fig. 2.
- 1956 *Tetrahynchia subconcinna* (Davidson)—D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liass. Rhynch., p. 10, text. fig. 9, tab. 1, fig. 5—7.
- 1960 *Rhynchonella subconcinna* Dav.—A. Gourion: Révision de certains Brachipodes etc., p. 92.
- 1964 *Tetrahynchia subconcinna* (Dav.).—Gr. Răileanu et M. Iordan: Studiu brachiopodelor etc., p. 8, tab. 1, fig. 4.
- 1966 *Tetrahynchia subconcinna* (Davidson).—M. Siblík: Ramenonožci kostel. bradla, p. 151.

**Materiál:** Jedno částečně porušené jádro. Rozměry: délka schránky 14,2 mm délka hřbetní misky 12,9 mm, šířka schránky 14,5 mm, výška 7,8 mm.

**Popis:** *Vnější morfologie:* Schránka má trojboký obrys, na předním okraji a vzadu při vrcholech zaokrouhlený. Její největší šířka leží při předním okraji. Obě misky jsou málo klenuté, vazba misek je na bocích schránky přímá, vpředu vybíhá do nízkého sedla. Hřbetní miska má při předním okraji téměř neznatelný val. Vrchol břišní misky je široký, přímý se zřetelnými, avšak neostrými vrcholovými hranami a kruhovým hypothyridním stvolovým otvorem. Apikální úhel je blízký 90°. Žebírka (22 na hřbetní misce — z nich 7 odpovídá valu) jsou nízká a málo výrazná, v zadních částech misek se stávají nezřetelnými. *Vnitřní stavba* nemohla být studována pro nedostatek materiálu.

**Poznámky:** *Tetraphynchia subconcinna* se větším počtem jemnějších žebírek odlišuje od ostatních druhů rodu, co je ještě více zdůrazněno u našeho jedince, jehož žebírka jsou nízká a málo výrazná a který má proto mnohem blíže k původnímu, pravděpodobně ztracenému originálnímu jedinci Th. Davidsona (1852), než k neotypu zvolenému D. V. Agerem (1956). Druh *Rhynchonella fodinalis* Tate, 1876 bezpochyby patří do synonymiky popsaného druhu, kam jej zařadil D. V. Ager (1956). O praktické nemožnosti odlišení některých jedinců *Rhynchonella fodinalis* od *Rhynchonella subconcinna* se však zmínil ve své práci i Th. Davidson (1878), ačkoliv Tateův druh uvedl ještě samostatně.

**Stratigrafické rozpětí:** Domer; podle D. V. Agera (1956) všechny dosavadní nálezy tohoto druhu v Anglii pocházejí ze zóny *Pleuroceras spinatum*. A. Gourion (1960) udává rozpětí charmouthian až toark.

**Výskyt:** Strážovská hornatina: Kostelec u Považské Teplé.

#### *Cuneirhynchia* Buckman, 1914

##### *Cuneirhynchia persinuata* (Rau, 1905)

(Tab. 1, obr. 2; text. obr. 2)

1905 *Rhynchonella persinuata* n. sp.—K. Rau: Die Brachiopoden des mittl. Lias Schwabens, p. 36, tab. 2, fig. 62—69.

1964 *Cuneirhynchia? persinuata* (Rau).—M. Siblík: K nálezu lias. brach., p. 175, tab. 8, fig. 2, text. fig. 6.

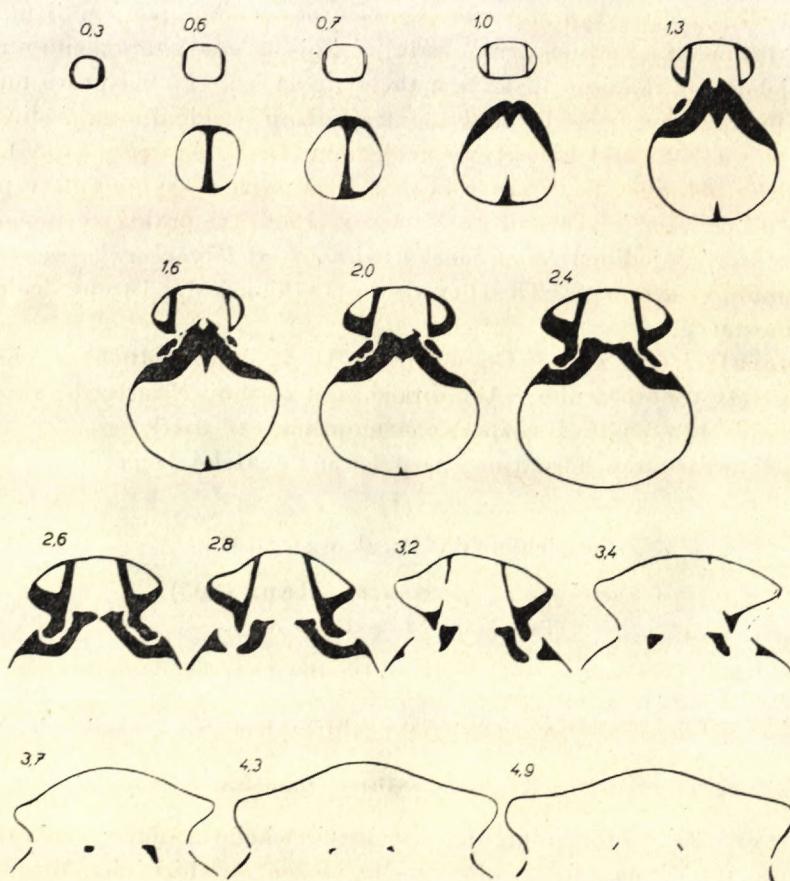
1966 *Cuneirhynchia persinuata* (Rau).—M. Siblík: Ramenonožci kostel. bradla, p. 152.

**Lektotyp:** Za lektotyp určuji charakteristického jedince vyobrazeného K. Rauem (1905) na tab. 2, obr. 62. Je uložen ve sbírkách „Museum für Geologie und Paläontologie der Universität“ v Tübingen (podle sdělení dr. F. Westphala).

**Stratum typicum et locus typicus:** Svrchní část liasu δ (Leptaenen-schicht); Wilflingen (NSR).

Materiál: 3 jedinci — jádra, z nichž dvě lépe zachovaná mají rozměry:  $13,0 \times 14,7 \times 10,2$  resp.  $10,4 \times 11,4 \times 7,5$  (vyobrazen).

Popis: Vnější morfologie: Schránka je zaobleně pětiboká s největší šírkou v polovině délky hřebtní misky. Přední okraj je při dorzálním pohledu přímý nebo slabě konkávní. Velmi rozdílné je klenutí misek — hřebtní miska je značně vyklenutá a vysoká, zatímco nízká břišní miska je klenutá málo. Vazba misek na předním okraji vybíhá náhle ve vysokou plikaci. Val hřebtní misky je patrný jen při předním okraji, nad celkovou úroveň klenutí misky však nevyniká. Velmi mělká brázda je patrná v přední polovině břišní misky; po obou stranách je omezena nízkým zaobleným žebírkem, patrným v přední polovině



Text. obr. 2. *Cuneirhynchia persinuata* (Rau). Belanská dolina (V. Fatra). Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Krura vymizela ve vzdálenosti 5,2 od vrcholu břišní misky. Délka jedince 13,0 mm (publikováno M. Siblíkem, 1964, text. obr. 6). Zvětšeno přibližně  $\times 3$ .

misky. Mezi tímto žebírkem a bočním okrajem břišní misky probíhá pro tento druh charakteristická rýha, téměř souběžná s okrajem zadní poloviny této misky (tato rýha u jedince z Kostelce nebyla vyvinuta). Vrchol břišní misky je přímý, se zaoblenými, avšak dobře zřetelnými vrcholovými hranami. Nízká interarea má malý submesothyridní (?) foramen. Krátká otupená žebírka jsou vyvinuta jen při předním okraji schránky (6–8 na misce, z toho 3–4 na valu hrbetní misky), daleko větší část povrchu schránky je hladká.

*Vnitřní stavba břišní misky:* Střední delthyriální dutina je subkvadratní, postranní vrcholové dutiny úzké, subtrigonálního průřezu. Stvolový prstenec nebyl zjištěn. Zubové lišty jsou dlouhé a silné; zprvu subparallelní, dále od vrcholu misky divergují dorzálním směrem. Zuby jsou silné, dorzálně rozšířené a rozbíhavé. Dentikula nejsou vyvinuta.

*Vnitřní stavba hrbetní misky:* Miska je nápadná značným zesílením vrcholových elementů. Na zadním konci ventrální části hrbetní misky je vyvinuta charakteristická středová rýha (sloužící dle D. V. Agera, 1962, str. 126, k upevnění diduktorů). Septalium ani lišťovité dorzální septum nejsou vyvinuty, euseptoid je krátký (na povrchu hrbetní misky jedince z Kostelce je však zřetelně dlouhý). Zubové jamky jsou mělké, jejich vnitřní a vnější stěny nízké. Silně jsou vyvinuty zámkové destičky. Krura raduliferního typu mají trojboký příčný průřez.

*Poznámky:* Typický druh rodu *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumontier, 1869) se externě odlišuje od popisovaného druhu nízkou plikací a nízkým, málo zřetelným valem hrbetní misky. K odlišení může sloužit i přítomnost dvou podélných brázd při vnějším obvodu zadní poloviny břišní misky některých jedinců *Cuneirhynchia persinuata*. Podle K. Raua (1905, str. 298) jsou tyto brázdy výrazné u jedinců pocházejících ze sedimentů pelitických, zatímco u exemplářů z vápenců jsou až nezřetelné.

*Stratigrafické rozpětí:* domer; nálezy K. Raua (1905) pocházejí ze zóny s *Pleuroceras spinatum*.

*Výskyt:* Nedzovské pohoří: Bzince (1 jedinec), Strážovská hornatina: Kostelec u Pov. Teplé (1 jedinec), Veľká Fatra: Belanská dolina (1 jedinec).

*Cuneirhynchia aff. desori* (Haas, 1884)

(Tab. 1, obr. 3; text. obr. 3–4)

aff. 1884 *Rhynchonella Desori* Haas — H. Haas: Beiträge zur Kenntniss etc., p. 14, tab. 1, fig. 1.

? 1891 *Rhynchonella Dalmasi* Dum. — G. Di Stefano: Il lias medio etc., p. 198, tab. 2, fig. 8–12.

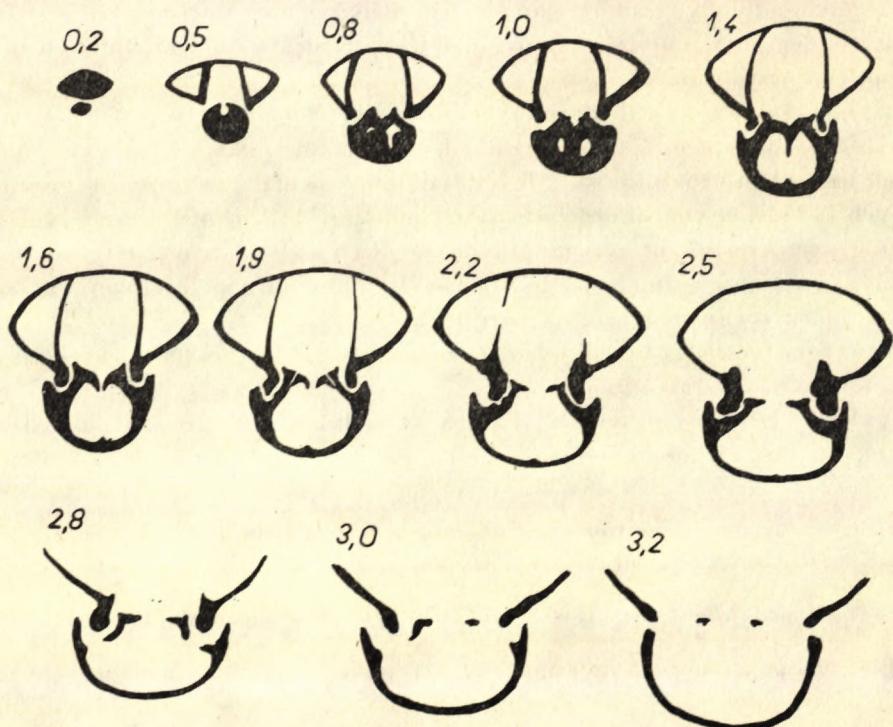
1966 *Cuneirhynchia aff. desori* (Haas) — M. Siblík: Ramenonožci kostel. bradla, p. 152.

**Materiál:** 7 jader jedinců se zbytky schránek.

Rozměry lépe zachovaných jedinců:

délka	šířka	výška	délka	šířka	výška
cca 16,5	19,0	9,0	14,1	18,1	8,7 (vyobrazen)
15,6	15,4	9,9	11,0	12,5	6,8

**Popis. Vnější morfologie:** Schráňky jsou výrazně subtrigonální, s největší šírkou u téměř rovného předního okraje. Misky jsou poměrně málo vyklenutý (jsou dorzoventrálně stlačeny), avšak nápadný je rozdíl v jejich výšce. Břišní miska je velmi nízká a má zaostřené boky. Hřebetní miska je stejnometerně vysoká; plochá, avšak výrazná a dobře ohraničené planarey jsou z velké části umístěny na jejích vysokých bocích. Při čelním pohledu je schránka téměř rektangulární. Nízká plikace je široká a zabírá celý přední okraj schránky. Samostatný val hřebetní misky není vyvinut, rovněž tak brázda břišní misky — i když je při předním okraji schránky její střední část poněkud snížena pod celkovou úroveň klenutí misky. Zahnutý, u některých jedinců naduřelý vrchol břišní misky má dlouhé ostré vrcholové hrany. Malý foramen je submeso-



Text. obr. 3. *Cuneirhynchia* aff. *desori* (Haas). Kostelec. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 16,0 mm. x 5,5.

hyridní (?). Krátká, téměř zaoblená žebra (v počtu 5—9 na misce) se na čelním pohledu zdají být ostřejšími. Na bocích hřbetní misky některých jedinců je málo znatelné další žebírko. Zadní polovina schránek je hladká.

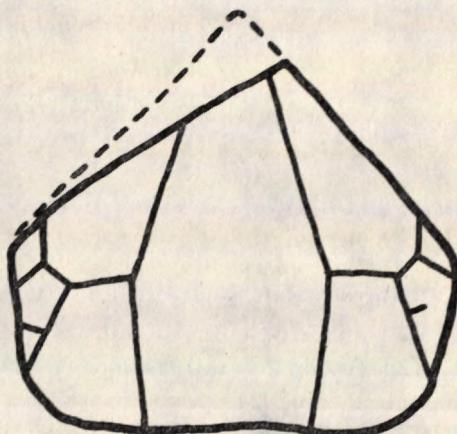
*Vnitřní stavba břišní misky:* Střední delthyriální dutina má výšku větší než šířku, postranní vrcholové dutiny jsou trojboké. Zubové lišty jsou subparalelní nebo divergují slabě ke hřbetní misce a k přednímu okraji. Zuby jsou přímé. Dentikula ani stvolový prstenec nebyly zjištěny.

*Vnitřní stavba hřbetní misky:* Hřbetní miska má na zadním konci krátkou středovou rýhu obrácenou do delthyriální dutiny. Zámkové destičky jsou orientovány horizontálně nebo jsou dorzálně sbíhavé. Zubové jamky jsou široké a hluboké, s vysokými, dobře vyvinutými vnějšími i vnitřními stěnami. Dorzální septum je jen naznačeno, většinou je přítomen jen nízký osový val — euseptoid. Ten byl u 2 broušených jedinců velmi krátký, avšak na vnějším povrchu hřbetní misky 2 jiných jedinců byla patrná dlouhá septální přepážka, dosahující téměř do poloviny délky této misky. Krura raduliferního typu vznikají na hřbetní straně zámkových destiček.

*Poznámky:* Naši jedinci se liší od originálu H. Haase jednak poněkud méně zaostřenými žebírkami, jednak charakterem hřbetní misky. Naši jedinci jsou jakoby dorzovernárně stlačeni a jejich hřbetní miska je na bočním pohledu přibližně stejně vysoká; ve srovnání s nimi je hřbetní miska Haasova originálu vyšší a mnohem vyklenutější a to zvláště v oblasti vrcholové. Není ovšem vyloučena možnost, že jde pouze o individuální rozdíly a že H. Haas vyobrazil jedince abnormálně vyvinutého.

Vnitřní stavba Haasových jedinců není dosud známa a tak na jejich roduvou příslušnost se dá zatím soudit jen podle vnějšího charakteru. Zdá se, že tento je bližší rodu *Cuneirhynchia* (vzájemný nápadný rozdíl v klenutí misek, velmi nízká břišní miska se zaostřenými boky, hladká zadní polovina schránky), než rodu *Prionorhynchia*, kam byl předbežně Haasův druh zařazen D. V. Agerem (1956, str. 46). Druhy rodu *Prionorhynchia* mají bikonvexní schránky a silná ostrá žebra, dosahující až k vrcholům misek.

Druh *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier, 1869), k němuž řadil G. di Stefano (1891) jedince externě zcela shodné s našimi, se odlišuje především



Text. obr. 4. *Cuneirhynchia* aff. *desori* (Haas). Kostelec. Stopy po paliálním systému na břišní misce. Drawing of the pedicle valve, showing the pallial sinuses. x 4,5.

odchylným charakterem plikace, kdy při čelním pohledu je zřetelně oddělena střední, valu odpovídající vyvýšená část od části postranních.

Stratigrafické rozpětí a výskyt: *Cuneirhynchia* aff. *desori* pochází z nejsvrchnějších poloh domeru lokality Kostelec u Pov. Teplé. Zároveň byly nalezeny jedinci „*Rhynchonella*“ *lacuna*, *Cirpa slovenica*, velmi vzácně *Homoeorhynchia acuta* a nedospělý jedinec *Prionorhynchia quinqueplicata*.

### Gibbirhynchia Buckman, 1918

#### *Gibbirhynchia muirwoodae* Ager, 1954

(Tab. 2, obr. 3—4; text. obr. 5)

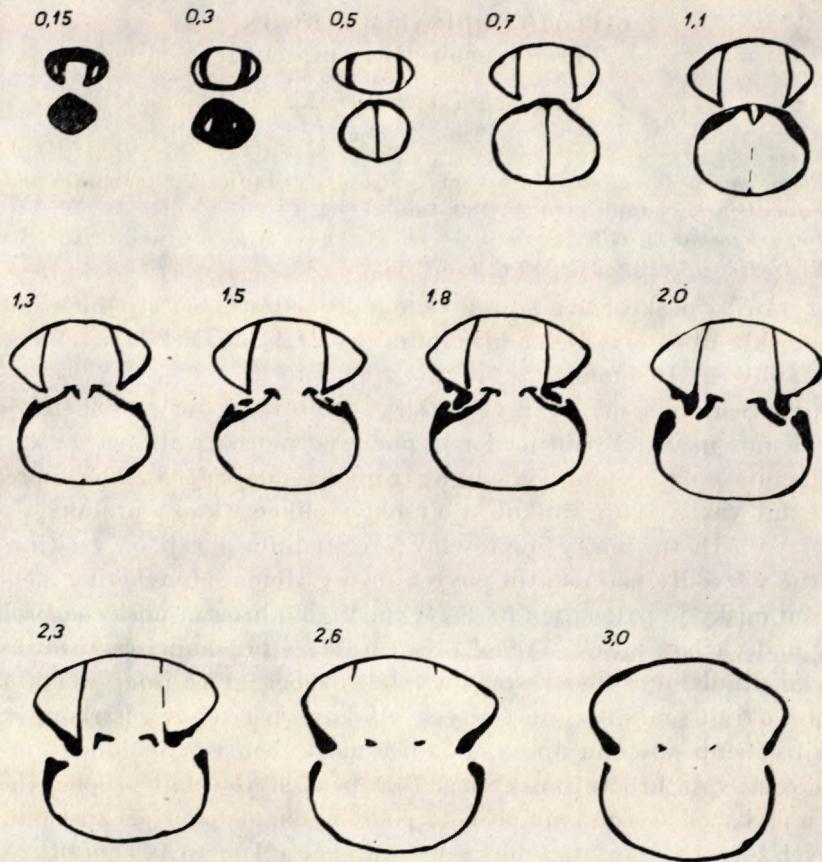
- 1871 *Terebratula amalthei curviceps* — F. A. Quenstedt: Die Brachiopoden, p. 66, tab. 37, fig. 160.  
1954 *Gibbirhynchia muirwoodae* — D. V. Ager: The genus *Gibbirhynchia* in the Brit. Domerian, p. 40, tab. 1, fig. 5.  
1962 *Gibbirhynchia muirwoodae* Ager. — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liass. Rhynch., tab. 8, fig. 8, text. fig. 60.

Materiál: 3 jedinci — jádra s rozměry:  $15,8 \times 16,9 \times 12,4$ ;  $14,4 \times 17,8 \times 12,9$  (vyobr. na tab. 2, obr. 4);  $8,9 \times 11,9 \times 6,4$  (nedospělý jedinec, vyobr. na tab. 2, obr. 3).

Popis: Schráňky dosahují střední velikosti a mají zaokrouhlený, poněkud do šířky protažený obrys s největší šířkou v přední polovině schránky. Rozdíl v klenutí misek je značný; zatímco hřbetní miska je vyklenuta silně, břišní miska je poměrně plochá, jakoby stlačená. To se projevuje i na čelním pohledu, kdy schránka se jeví jako konvexoplanní. Plikace čelní vazby je vysoká a široká, rektangulárního průběhu. Val hřbetní misky je velmi nízký, znenáhla vynikající nad celkovou úroveň klenutosti misky a velmi krátký; je zřetelný jen při předním okraji schránky. Nízký vrchol břišní misky je zahnutý; vrcholové hrany jsou neostré a omezují mělce konkávní posterolaterální boky schránky. Uspořádání stvolového otvoru a tvar foramenu není možno zjistit pro odlomení apexu. Žebra jsou ostrá (20—25 na misce, z toho 7—8 na valu hřbetní misky), směrem k vrcholům však rychle ztrácejí na výraznosti, ale dosahují až k vrcholům misek.

Vnitřní stavba břišní misky: Delthyriální dutina má subkvadratní průřez a je oddělena téměř rovnoběžnými zubovými lištami od bočních vrcholových dutin, které mají příčný průřez zaobleně trojboký. Zuby jsou krátké a silně rozbitavé dorzálním směrem. Ve svém celém vývoji jsou spojeny se zubovými lištami. Dentikula jsou nízká a zaoblená. Stvolový prstenec nebyl zjištěn.

Vnitřní stavba hřbetní misky: Zámkové destičky jsou úzké a poměrně silné, probíhají téměř horizontálně nebo se dorzálně sbíhají. Zubové jamky jsou velmi široké a mělké, dobře ohraničené. Vnější stěny zubových jamek jsou výrazněji vyvinuty než vnitřní stěny a mají vyvinutu mělkou rýžku pro styk s den-



Text. obr. 5. *Gibbirhynchia muirwoodae* Ager. Pristodolok. Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 15,8 mm. x 3.

tikuly břišní misky. Hřbetní septum je velmi krátké, rychle mizí beze stopy a nezanechává po sobě ani nízkou středovou přepážku (euseptoid), jak je běžné u jiných druhů. K vývoji septalia nedošlo. Krura jsou běžného raduliferního typu.

**Poznámky:** Popisovaný druh se liší od ostatních druhů rodu širší subangulární plikací, poměrně plochou břišní miskou a ostřejšími žebry; vnitřní stavba je charakteristická nepřítomností dorzálního septa.

**Stratigrafické rozpětí:** Podle Agera (1962, str. 92) se popisovaný druh vyskytuje ve střední části zóny s *Amaltheus margaritatus*. Svým výskytem tak navazuje v Anglii na druh *Gibbirhynchia amalthei* (Quenstedt, 1852) a předchází druhu *Gibbirhynchia thorncombiensis* (Buckman, 1922).

**Výskyt:** Malé Karpaty: Pristodolok.

CYCLOTHYRIDINAE MAKRIDIN, 1955

*Furciphyndia* Buckman, 1918

*Furciphyndia melvillei* Ager, 1958

(Tab. 2, obr. 1)

1878 *Rhynchonella furcillata* Theodori — Th. Davidson: A Monograph of the Brit. Fossil Brach., Supplement, p. 189, tab. 27, fig. 1—3.

1958 *Furciphyndia melvillei* sp. nov. — D. V. Ager: A Monograph of the Brit. Liass. Rhynch., p. 74, text. fig. 40 F, tab. 7, fig. 2—4.

Materiál: 1 poškozené a korodované jádro jedince, bez střední a zadní části břišní misky. Rozměry: Délka hřbetní misky 21,4 mm; šířka cca 34,0 mm; výška schránky cca 15,0 mm.

Popis: Schránka má oválný, do šířky protažený obrys. Značný je rozdíl ve vyklenutí misek. Břišní miska je poměrně plochá, zatímco miska hřbetní je vyklenutá a na bočním pohledu až trojboká s největší výškou v přední třetině. Čelní vazba tvoří širokou a vysokou plikaci, která probíhá v plynulé křivce. Val hřbetní misky je zřetelný při předním okraji, je však nízký, jen nepatrně vyzvedlý nad ostatní povrch misky. Jemu odpovídající mělká bráza da břišní misky je patrná jen na jazýčku. Vrchol hřbetní misky je široký a zahnutý nad vazbou misek. Vrchol břišní misky s přilehající částí misky se nezachoval. Radiální ozdoba sestává z větších žeber, která jsou vyvinuta jen při předním okraji schránky a z četných vláskovitých žebírek (striae), která pokrývají většinu povrchu misek. Hranice mezi oběma typy žeber je ostrá. Na přední části valu hřbetní misky leží 7 otupených až velmi otupených větších žeber a na každé straně valu po 1—2 podobných, ale jen stěží zjistitelných zaobljených žeber. Vláskovitá žebírka dosahuje počtu 12—15 na 1 cm šířky v přední třetině misky. Vnitřní stavba nemohla být studována pro nedostatek jedinců.

Poznámky: Tento druh se liší od ostatních druhů rodu *Furciphyndia* značně do šířky protaženou schránkou a velkým počtem striae. Poměr délky zaujímané vláskovitými žebírkami a délky silnějších žeber na schránce je u popisovaného druhu větší než u druhů ostatních. Následující jedinec se nejvíce podobá parotypu, vyobrazenému D. V. Agerem (1958) na tab. 7, obr. 4 (je to týž jedinec, který byl již dříve vyobrazen Th. Davisonem, 1878, na tab. 27, obr. 2) a liší se od holotypu (D. V. Ager, 1958, tab. 7, obr. 2; resp. Th. Davison, 1878, tab. 27, obr. 3) zaobljenějším oválným obrysem a nenaduřelou zadní částí hřbetní misky. Výraznost laterálních žeber při předním okraji schránky je u našeho jedince značně menší než u jedinců anglických, to však může být způsobeno méně příznivým zachováním. Nesmí se rovněž zapomenout na pravděpodobnou variabilitu, tento druh je totiž znám dosud pouze z Anglie a to v pěti jedincích, pocházejících z téže lokality.

Stratigrafické rozpětí: Domer.

Výskyt: Malé Karpaty: Pristodolok.

*Furciphyndchia* sp.

(Tab. 1, obr. 4)

Materiál: 2 jádra; jejich rozměry jsou  $11,0 \times 12,3 \times 6,2$  mm a  $9,0 \times 12,2 \times 5,3$  mm (vyobrazen).

Popis: Schránky jsou malé a nízké a mají subtrigonální, do šířky protažený obrys; jejich misky jsou ploché. Plikace je široká, ale nízká, omezení jazýčku na dorzální straně je přímé. Val hřbetní misky není zřetelný. Vrcholy břišních misek se nezachovaly. Při předním okraji schránky jsou patrná velmi krátká a nízká zaoblená žebírka, z nichž 9, resp. 11 leží na plikaci. Většina povrchu misek je pokryta velmi jemnými radiálními paprsky (striae), z nichž vždy 3 nebo 4 navazují na jedno žebírko na předním okraji. Paprsky jsou v zadních částech misek téměř neznatelné. Vnitřní stavba nebyla pro nedostačující počet jedinců zjištována.

Poznámky: Malé rozměry a některé jiné znaky (plochost misek, nevyvinutý val hřbetní misky) svědčí pro to, že popisovaní jedinci jsou nedospělí. Stěží se však dají přirovnat k dosud známým druhům rodu *Furciphyndchia*, snad je možno v tomto směru připomenout jen druh *Furciphyndchia melvillei* Ager. Ostatní druhy mají mnohem menší počet žeber ležících na plikaci.

Stratigrafické rozpětí: Domer; jedinec z Pristodolku byl nalezen zároveň s *Prionorhynchia serrata* (Sowerby), *Prionorhynchia quinqueplicata* (Zieten) a *Cirpa langi carpathica* Siblík.

Výskyt: Malé Karpaty: Pristodolok; Strážovská hornatina: Trenč. Teplice.

Geologický ústav ČSAV, Praha

#### LITERATURA

- [1] D. V. Ager, 1965: Mesozoic and Cenozoic Rhynchonellacea in R. C. Moore: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H—Brachiopoda.—[2] M. Siblík, 1967: New Species of Domerian Rhynchonelloids of Slovakia. Geologický sborník XVIII/1 (tam je také uvedena veškerá citovaná literatura).

MILOŠ SIBLÍK

#### TETRARHYNCHIINAE AND CYCLOTHYRIDINAE OF SLOVAKIA

In the first part of the paper on Domerian rhynchonelloids of Slovakia only general chapters and descriptions of new species were published (M. Siblík, 1967). In the present part there the representatives of part of the family *Rhynchonellidae* Gray, — viz. subfamilies *Tetrarhynchiinae* Ager (genera

*Tetrahynchia*, *Cuneirhynchia*, *Gibbirhynchia*) and *Cyclothyridinae* Makridin (genus *Furcirhynchia*) are treated with. (The classification used here is that proposed by D. V. Ager, 1965 with the only difference that the genus *Rhynchonelloidea* Buckman which was introduced with question by D. V. Ager in the range of *Tetrahynchiinae* is thought by the present author to be a representative of *Rhynchonellinae* Gray; it will be described later).

*Tetrahynchia tetraedra* (Sow.) — the figured specimen differs from the most of our specimens in its nearly rectangular plication, swollen beak and sharper costae. The inner characters: The delthyrial cavity is subquadrate in section and the lateral umbonal cavities of subcircular shape. The dental lamellae are nearly parallel. The hinge-teeth are strong but low, straight or slightly convergent towards the brachial valve, crenulate. The low but distinct denticula are developed. A pedicle collar was not observed. — The hinge-plates are ventrally convergent or horizontal in position. The septalium is large with septalial plates distinctly separated from the hinge-plates. The dorsal septum is long. The sockets are large with outer socket ridges strongly developed. The radulifer crura appear on the dorsal side of the hinge-plates.

*Cuneirhynchia persinuata* (Rau) — the lectotype here stated: the characteristic specimen figured by K. Rau (1905) in the plate 2, fig. 62 and coming from the upper part of Lias δ („Leptaenenschicht“) from Wilflingen (Germany). It is deposited in the collections of „Museum für Geologie und Paläontologie der Universität“ in Tübingen (the personal communication of Dr. F. Westphal). — Nothing is to be added to the internal characters of this species as were published by M. Siblík (1964).

*Cuneirhynchia* aff. *desori* (Haas) — The inner characters: the delthyrial cavity is relatively narrow, the lateral umbonal cavities are trigonal. The dental lamellae are subparallel and diverge slightly towards the brachial valve and to the anterior margin. The hinge-teeth are straight. Denticula and pedicle collar were not observed. — The hinge-plates are horizontal or converge dorsally. The sockets are large with high well-developed inner and outer socket-ridges. The dorsal septum is vestigial in 2 specimens sectioned but in 2 other specimens long median line is to be seen from the exterior of the brachial valves. The crura of the radulifer type origin at the dorsal side of the hinge-plates.

*Gibbirhynchia muirwoodae* Ager — The inner characters: the subquadrate dethyrial cavity is separated by nearly parallel dental lamellae from subtriangular lateral cavities. The hinge-teeth are short and strongly diverge towards the brachial valve. The blunt denticula are low. The pedicle collar was not ascertained. — The narrow hinge-plates are horizontal in position or converge towards the brachial valve. The broad but shallow sockets are well-defined. The outer socket ridges are better developed than the inner ones. The dorsal septum is very short. The crura are of the radulifer type.

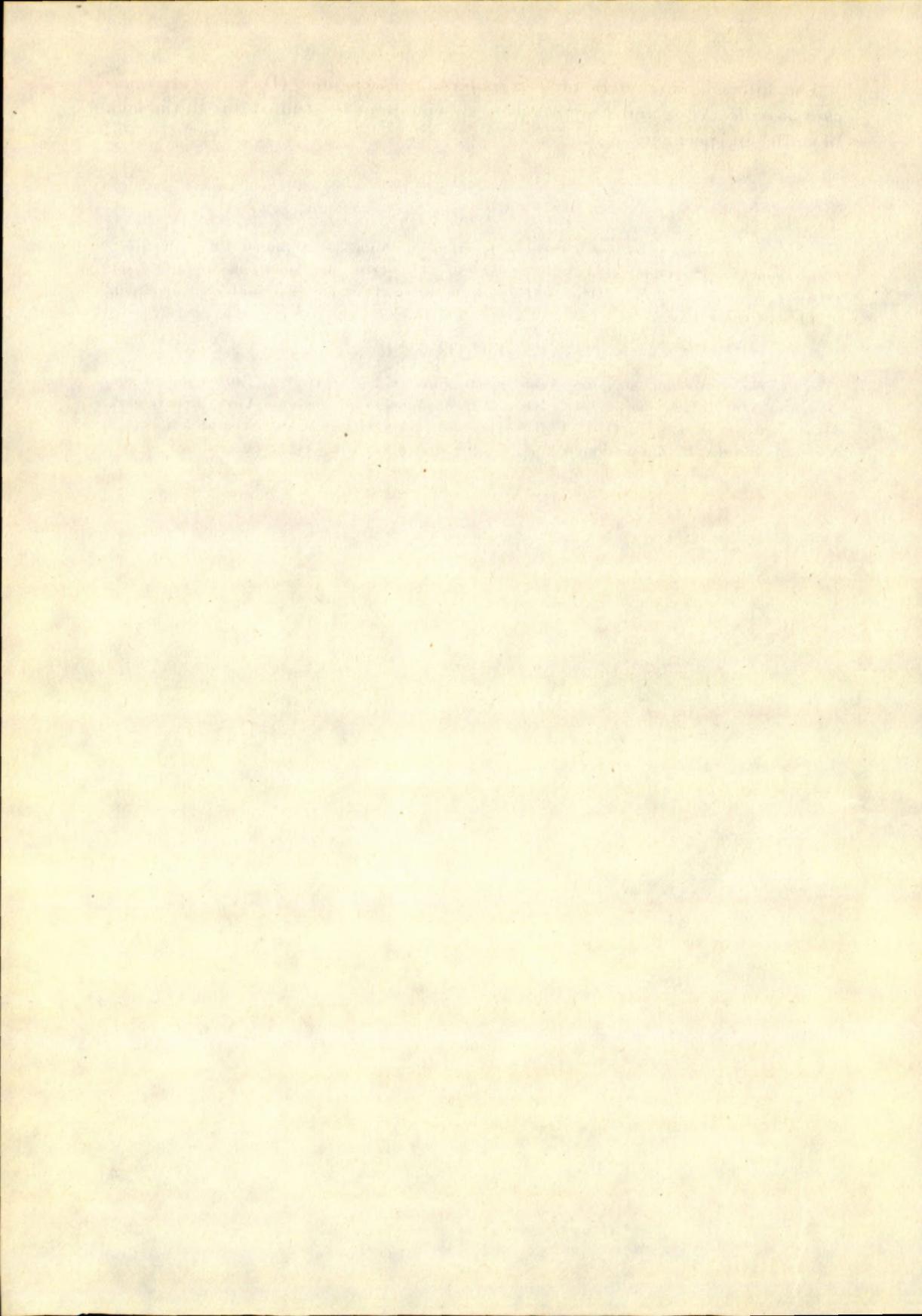
The internal characters of *Tetrarhynchia subconcinna* (Dav.), *Furciryhynchia melvillei* Ager and *Furciryhynchia* sp. could not be studied due to the lack of sufficient specimens.

Tab. I.

Obr. 1. *Tetrarhynchia tetraedra* (Sow.). Kostelec u Považské Teplé. x 1,9. — Obr. 2. *Cuneirhynchia persinuata* (Rau). Kostelec, x 2,4. — Obr. 3. *Cuneirhynchia* aff. *desori* (Haas). Kostelec, x 2,2. — Obr. 4. *Furciryhynchia* sp. Pristodolok v Malých Karpatech. Mladý jedinec (?), x 2.

Tab. II.

Obr. 1. *Furciryhynchia melvillei* Ager. Pristodolok, x 2. — Obr. 2. *Tetrarhynchia subconcinna* (Dav.). Kostelec, x 2,6. — Obr. 3. *Gibbirhynchia muirwoodae* Ager. Pristodolok. Mladý jedinec, x 1,9. — Obr. 4. *Gibbirhynchia muirwoodae* Ager. Pristodolok, x 1,6. Všechny snímky L. Záporožcová.



JARMILA VOLFOVÁ — PAPŠOVÁ

**INTRASPECIAL VARIABILITY OF THREE REPRESENTATIVES OF  
FAMILY MARGINELLIDAE H. AND A. ADAMS, 1853 ON THE GROUND  
OF BIOMETRICS**

**Abstract:** In the present work the authoress gives results of the study of three representatives of the family *Marginellidae* H. and A. Adams, 1853, taken from the bore-hole Nr. 2/57 in the Podunajská nížina lowlands. The study was carried on with respect to morphology and taxonomy. Suppositions about morphologic signs limiting intraspecial variability are complemented by histographic investigation based upon seize indices and by point diagrams. In the abundance and dimension diagrams of the bore-hole section the relations between morphologic signs of the studied individuals and lithological environment have been graphically expressed.

*Notes to the position of the Marginellidae H. and A. Adams 1853  
within the Systeme.*

Systematics of the family is rather incomplete and out-of date; not only because of remarkable morphologic stereoty wholeness of shells but also because of the fact that only with small number of recent species the inner structure of the soft parts of animals is known in detail. Systematic survey of the living genera and brief list of authors dealing with the group were given just by J. R. Tomlin (1917).

Representatives of the *Marginellidae* family from the Paleogene of Hungarian part of the Podunajská nížina lowlands were worked up by E. Szöts (1953). I was kindly allowed to study the holotypes and syntypes of the species in the Geological Institute in Budapest. On the ground of the comparison with the material from the same formations, worked up by myself, I would arrange the exemplars studied just into two species as described by E. Szöts (1953). According to my opinion, variability of the species *Marginella pseudonana* Szöts and *Marginella pannonica* Szöts do not exceed the frame of the species *Marginella nana* Zittel and *Marginella vertesensis* Szöts. A certain num-

ber of individuals were ordered to the subspecies described by K. Zittel (1863), that was rightly described as a species by E. Szöts (1953). Since descriptions of the new species by E. Szöts are rather brief in some cases, the author completes their diagnosis.

**PROSOBRANCHIA**  
**MARGINELLIDAE H. and A. ADAMS, 1853**

**Marginella Lamarck, 1799**

**Typespecies:** *Voluta glabella* Linné; *Synonyms Marginellarius* Dumérill, 1806; *Marginellus* Montfort, 1810; *Marginella* Lamarck, 1822; *Marginellana* Adams, 1853; *Porcellana* Gray, 1857; *Pseudomarginella* Maltzan, 1880; *Porcellana* Jousseaume, 1884 (non Mueller, 1766; non Sowerby, 1839) *Simplicoglabella* Sacco, 1889.

**Discussion:** As the author of this genus is often erroneously presented J. B. Lamarck of the year 1801, that described then only the genus *Volvaria* and in 1822 presented there also some species of the genus *Marginella*. Original Lamarck's description of the genus *Marginella* from 1799 completed by respective type of species goes as follows; Coquile ovale ou oblonge, lisse, à spire courte, et à bord droit marginée en-dehors; base de l'ouverture à peine échancrée; des plis à la columelle.

**Marginella nana Zittel, 1863**

(Plate III, Fig. 1—2.)

- 1863 *Marginella ovulata* var. *nana* Zittel. — K. Zittel: Die Obere Nummulitenformation etc., pag. 368, tab. 1, Fig. 2.
- 1897 *Marginella ovulata* Lamarck. — K. Papp: A formai eocén medence etc., p. 492, Tab. 2, Fig. 9.
- 1897 *Marginella zitteli* Deshayes. — K. Papp: Ibidem, p. 493, Tab. 2, Fig. 10.
- 1953 *Marginella nana* Zittel. — E. Szöts: Magyarország eocén etc., p. 69, Tab. 7, Fig. 13.
- 1953 *Marginella pseudovulata* Oppenheim. — E. Szöts: Ibidem, p. 70, Tab. 7, Fig. 15—16.

**Lectotype:** Example presented by K. Zittel 1863 in Fig. 1, 2 abc.

**Stratum typicum:** Eocene

**Locus typicus:** Forna near Stuhlweissenburg

**Material:** about 500 well preserved examples and 500 fragments without apical parts.

---

►  
Tab. 1. Abundance diagramm of representatives of the genus *Marginella* in the cross-section.

Depth in m		376,00 375,50 375,00	373,00 372,00 369,80	365,50 344,00 323,00 322,40 314,00 310,00	307,00 304,00 303,00 302,00 301,00	299,40 298,90 297,90 296,60 295,70 294,70	292,70 291,00 290,90 289,90 288,60 286,60 285,20 284,70	283,00 276,70 275,70 273,40 272,30 264,70 261,50 255,10 254,50 242,60 241,50	232,00 221,20 205,60							
PETROGRAPHICAL DESCRIPTION OF THE ROCK		MARLY SANDSTONES AND CLAYS OVERLYING THE COAL SEAM		MARINE MARLS		MARINE AND BRACKISH VERY DARK SANDY MARLS						SANDY MARINE MARLS OR BRACKISH WITH BASAL OYSTER BED		FINE GRAINED MAR. SANDY MARLS WITH NUM. HORIZON		
STRATIGRAPHICAL DIVISION AND ECOLOGICAL DIFFERENTIATION OF THE ENVIRONMENT		YPRES			LOWER LUTET										UPPER LUTET	
TYPICAL REPRESENTATIVES		1			3	4	2	1	5	2					2	
<i>Persicula pseudallixii</i>	NON TYPICAL REPRESENTATIVES	1	1		5	3	14		8	3	4				1	4
	VARIABILITY EXPRESSED IN THE VALVES OF THE SIZE DIAGRAM	41	54-61		58-65	64-80	50-68	61-70			58-64				66-70	
	NUMBER OF FRAGMEN.							3	1	5	1					
	JUVENILE SPECIMENS							1			3					
	TYPICAL REPRESENTATIVES				3	1		2								
<i>Marginella vertensis</i>	NON TYPICAL REPRESENTATIVES				42-45	38-40	50-56	37-40			45-57					38-47
	VARIABILITY EXPRESSED IN THE VALVES OF THE SIZE DIAGRAM	50-50	38-40		1	1	1	4	2	4	5	1	2	3	2	5
	NUMBER OF FRAGMEN.				2	1	2	5	9	4	5	1	2	3	2	10
	JUVENILE SPECIMENS				1	1			3							
	TYPICAL REPRESENTATIVES	2	3		75	36	28	42	7	3	15	35	21	11	14	1
<i>Marginella nana</i>	NON TYPICAL REPRESENTATIVES	2	2		8	35	75	5		1	1	2	11	14	1	
	VARIABILITY EXPRESSED IN THE VALVES OF THE SIZE DIAGRAM	35	66	62-70	70-85	62-66	57-74	57-68				59-60				62-75
	NUMBER OF FRAGMEN.	60-68			66-72	62-70	71-68	60-63				72-66				60-68
	JUVENILE SPECIMENS	1	2	8	5	9	32	46	25	27	2-94	43	15	1	9	2
	DEFORMED SPECIMENS				11					1				1	4	5

**Description:** Species of *Marginella* Lamarck with small ovoid to three mm long shell, spire — in comparison with type species low, formed by three whorls, protoconch distinguishable, on the column regularly three — four columellar folds parallel to each other, only the last one runs in the abapical direction obliquely to the base of aperture; body whorl takes 9/10 of the shell height, sometimes it may even cause involuteness; aperture along the whole body whorls inner wall of body whorl with strong, visible teeth along the whole peristome that is non-thickened, slightly folded-in in the direction of the inside of inner wall of body whorl, profile of the shell is straight, sutures flushed with the general surface, in the majority of cases the profile of aperture is straight, in some cases widened in abapical direction; indicated columellar notch, faciole indistinguishable; the shell often preserves its original colouring and slight growthlines.

**Dimensions:** Example Nr. 2051—the maximum shell size: height 3,00 mm, width 2,00 mm,

Example Nr. 2052—the average shell size: height 2,6 mm, width 1,7 mm,

Example Nr. 2053—the minimum shell size: height 2,00 mm, width 1,2 mm.

**Relations:** The species was described for the first time by K. Zittel (1863), who considered it as a variety of *Marginella ovulata* Lamarck, described by G. P. Deshayes, from the Paris basin. G. P. Deshayes found out, however, that Hungarian examples of the species do not correspond to the species *Marginella ovulata* Lamarck, therefore he suggested the new name of the species i. e. *Marginella zitteli*. In agreement with international code of zoological nomenclature the name *M. zitteli* is not acknowledged since it was only suggested; yet the variety may be considered as subspecies and change in rank of a taxon with the name of the original author may be realised, too.

Basing upon the careful study of diagnostic marks of the examples from the Slovak Eocene and from the Hungarian Eocene kindly offered me by the Geological Institute in Budapest, I suppose that examples arranged by E. Szöts (1953) to the species *Marginella pseudonana* Szöts and *Marginella pseudovulata* Oppenheim belong only to the species *Marginella nana* Zittel. The opinion is supported by the study of the ratio of size and shape of all examples of the association — as it may be seen further in histograms and graphs of ratio sizes.

**Environment:** sandy-clayey to marly fundament with rich euryhaline to brackish mollusc fauna and nummulites.

**Stratigraphic occurrence:** Eocene, Budín facies.

**Geographic distribution:** Podunajská nížina lowlands, Northern Hungary, Kressenberg.

*Marginella vertesensis* Szöts, 1953

(Plate, III. Fig. 4)

? 1837 *Marginella hordeola* Deshayes. — G. P. Deshayes: Coquilles fossiles etc., p. 708, Tab. P5, Fig. 26—29.

? 1837 *Marginella eburnea* Lamarck. — G. P. Deshayes: Ibidem; p. 707, Tab. 195, Fig. 14—16.

1953 *Marginella pannonica* Szöts. — E. Szöts: Ibidem, p. 193, Tab. 7, Fig. 21.

1953 *Marginella vertesensis* Szöts. — E. Szöts: Ibidem, p. 194, tab. 7, Fig. 22.

Holotype: Specimen figured by E. Szöts 1953 on Plate 7, Fig. 22.

Stratum typicum: Lutetian, sandy-clayey sequence,

Locus typicus: Zámoly, Gánti-szölök

Material: about 26 well preserved examples and 57 fragments without apical parts.

Description: The species *Marginella* Lamarck with spindle-shaped biconic shell, spire — in comparison with the species type — somewhat higher formed by three whorls with visible suture, protoconch slightly visible, on the columella usually 3—4 columellar folds visible, the first two being parallel to one another, the last two run obliquely in the abapical direction to the base of aperture; profile of spiral whorls slightly uparched, body whorls takes 5/6 of the shell height, aperture reaches to the 9/10 height of the body whorl, only with some examples near the parietal margin there is a teeth, inner wall of body whorl smooth, peristome remarkably thickened in the outer margin, the profile of aperture straight, fasciole developed, growthlines slightly visible, the shell sometimes originally coloured.

Dimensions: Example Nr. 2054—the maximum shell size: height 5,4 mm, width 2,5 mm, Ex. Nr. 2055—the average shell size: height 4,2 mm, width 2,3 mm, Example Nr. 2056—the minimum shell size: height 2,2 mm, width 1,00 mm.

Relations: The above species was described by E. Szöts (1953), who stated that it is rather remarkably variable species as to the height and width of the body whorl. I could not prove its identity with *Marginella hordeola* Deshayes presented in K. Papp (1897) and H. Taeger's (1908) works neither with the species *Marginella eburnea* Lamarck mentioned by K. Zittel (1868), but in agreement with E. Szöts I suppose that the question is in the species closely related to the above mentioned ones. But the name of the species *Marginella pannonica* described by E. Szöts in the same work seems to me just as a synonym of the name *Marginella vertesensis*, I cannot see the limit of the species excessive differences. Similarity with the species *Marginella edwardsi* Deshayes and *Marginella crenulata* Deshayes (E. Szöts 1953, p. 193) has not been proved.

Environment: sandy-clayey to marly fundament with abundant euryhaline to brackish mollusc fauna and nummulites.

**Stratigraphic occurrence:** Middle Eocene, Budín facies.

**Geographic distribution:** Podunajská nížina lowlands, Northern Hungary.

**Persicula Schumacher, 1817**

**Type species:** *Voluta persicula* Linné, Recent, coast of West Africa.

*Persicula? pseudoallixi* Szöts, 1953

Plate III, Fig. 3

1897 *Marginella zitteli* Deshayes. — K. Papp: A fornai eocén medence etc., p. 493, Tab. 2, Fig. 10 a—b (partim).

1953 *Persicula pseudoallixi* Szöts. — E. Szöts: Magyarország eocén, p. 189, Tab. 7, Fig. 12.

**Lectotype:** The example figured by E. Szöts 1953 in Fig. 7, Fig. 12.

**Stratum typicum:** Eocene, the Budín facies.

**Locus typicus:** Zámoly in Hungary.

**Material:** About 70 well-preserved examples and 12 fragments without apical parts.

**Description:** The species *Persicula* Schumacher with reversely ovoid small shell, spire very low, extended only in plane, formed by three helicoid whorls, embryonal part of the shell invisible; on columella two to four columellar folds visible, the fold near the abapical side of the aperture very oblique; the last two adapical folds are either missing or just slightly indicated; in fact, the body whorl forms the general ovoid shape of the shell; aperture narrow, parallel, along the whole length of the body whorl; parietal notch running to the first whorl of spire; siphonal canal either missing or indistinguishable; labral profile convex, outer margin of peristome non-thickened, the inner wall of the body whorl always smooth; growthlines often slightly indicated.

**Dimensions:** Example Nr. 2057—the maximum shell size: height 2,6 mm, width 1,5 mm, Example Nr. 2058—the average shell size: height 1,7 mm, width 0,8 mm, Ex. Nr. 2059—the minimum shell size: height 1,00 mm, width 0,6 mm.

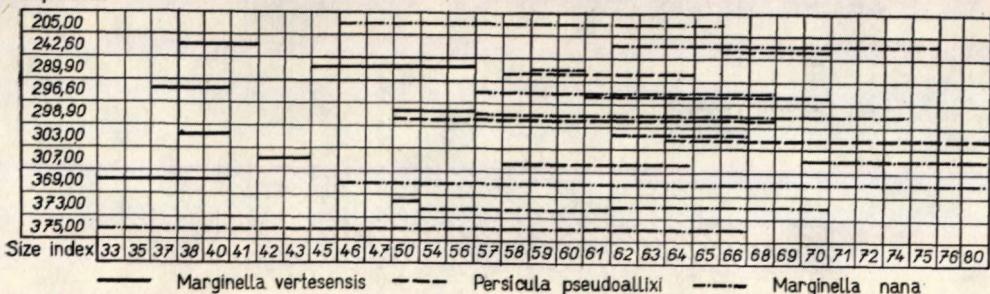
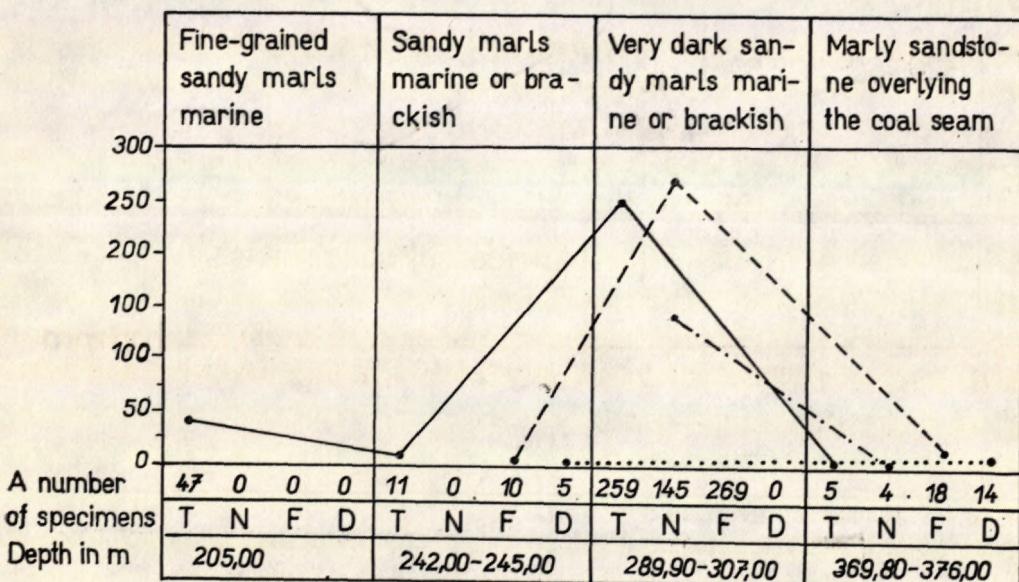
**Relations:** According to my opinion, the species is much more variable than E. Szöts described it to be. Variableness concerns first of all size, shape and strength of aperture, which reminds of immature examples of the species *Marginella nana* (Zittel) in some cases. That indicates first of all unsure generic ordering.

**Environment:** Sandy-clayey to marly fundament with abundant euryhaline to brackish mollusc fauna and nummulites.

**Stratigraphic occurrence:** Eocene, the Budín facies.

**Geographic distribution:** Podunajská nížina lowlands, N. Hungary.

Depth in m

Tab. 2. Graphical presentation of difference in dimension index of the genus *Marginella* and *Persicula* in various depth of borehole.

T=Typical individuals, N=Non-typical individuals, F=Fragments  
D=Deformed individuals

Tab. 3. Variation curve of the spec. *Marginella nana* in dependence on the lithological substratum and salinity of environment.

### Summary about intraspecial variability in relation to lithological environment

By means of point diagrams and histograms the possibilities of determination of variability limits with three species of the genus *Marginella* were studied. The ratios of length and width of shells (Fig. 1—6) in four different macrofaunistic horizons of a borehole were compared, too. The point diagrams show

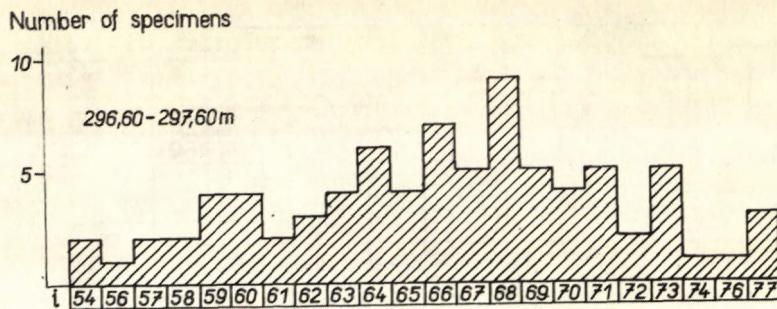


Fig. 1a

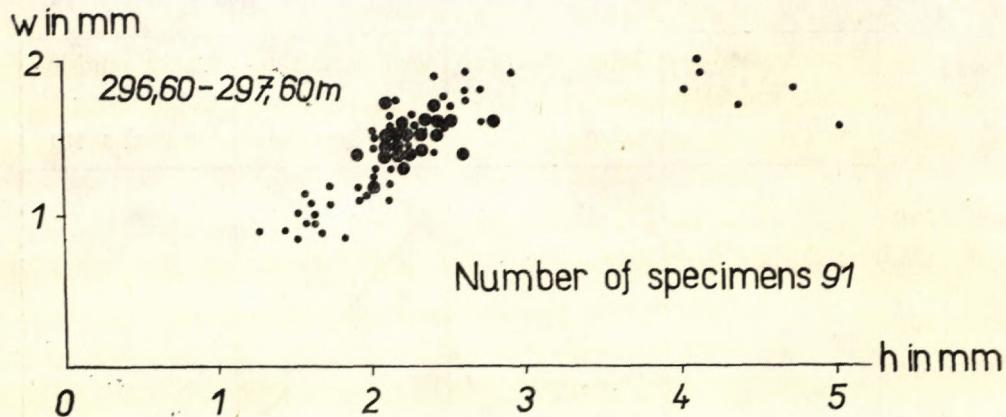


Fig. 1b

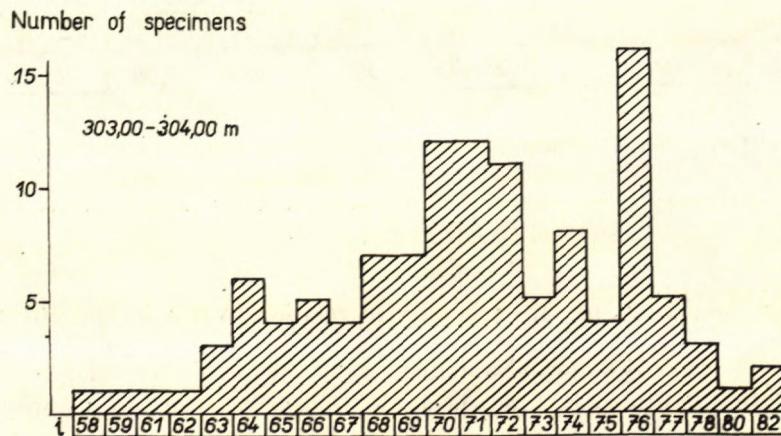


Fig. 2a

well the limitation of the species *Marginella nana* Zittel (points presented in the centre of the diagrams) and *Marginella vertexensis* Szöts (in the top right corner of the diagram). The species *Persicula pseudoallixi* Szöts cannot be determined by means of the above method, since its ratio values cover those of the species *Marginella* Zittel or of its immature examples (points placed in the bottom left margin of the diagrams).

Histograms show similar dependence and assert the meaning of point diagrams. Stability or instability of the body shape may be expressed by the value of dimension indices of shells :  $i \frac{\text{width} \cdot 100}{\text{height}}$ .

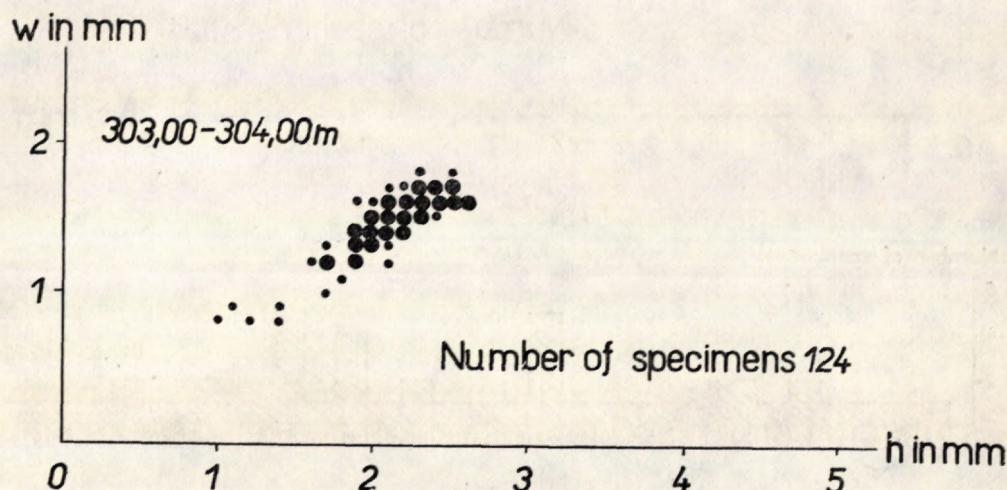


Fig. 2b

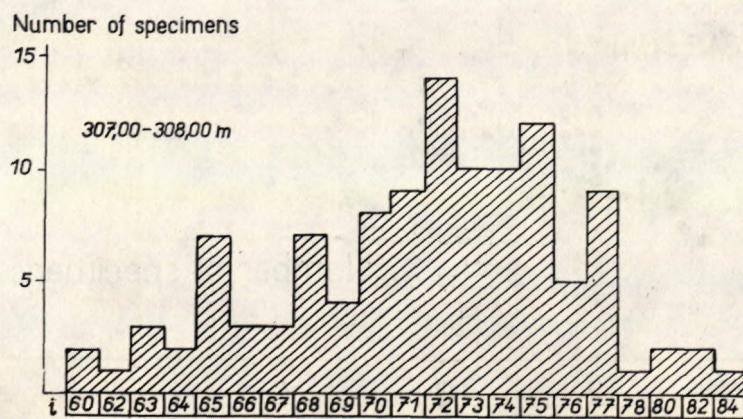


Fig. 3a

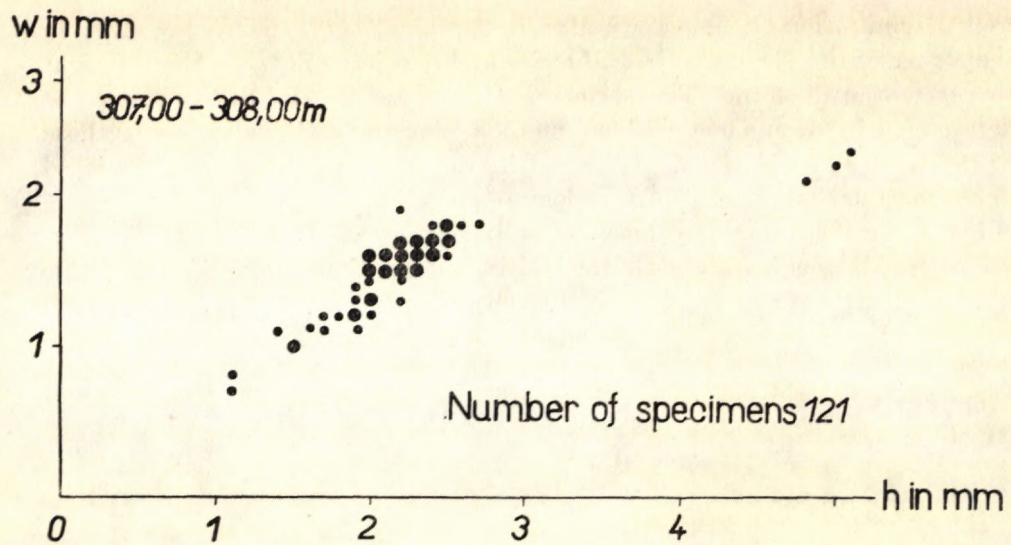


Fig. 3b

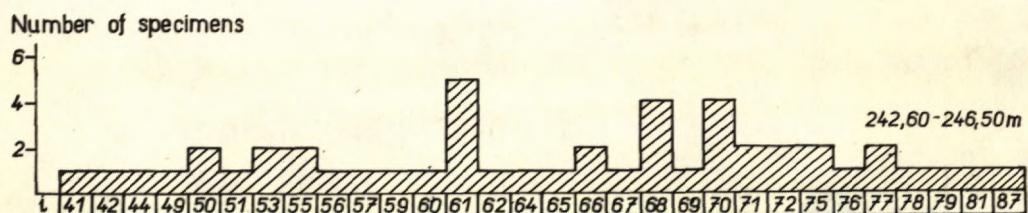


Fig. 4a

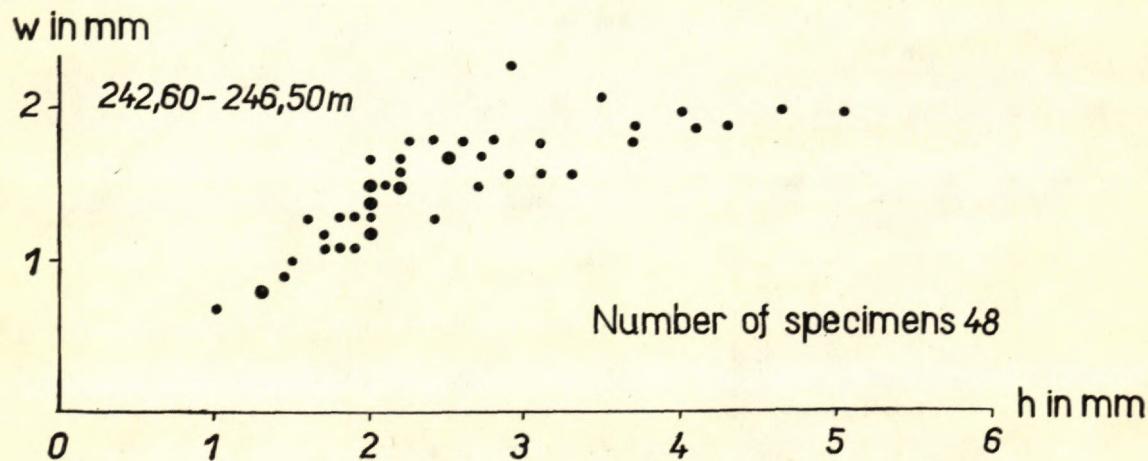


Fig. 4b

In textfigures Nr. 1, 2, 3 dimensions of shells from dark sandy marls in the central part of the borehole were compared. It may be seen that there are relatively stable parametres, expressed in histograms approximately by values of dimension index 63—77; while in diagrams points are concentrated to show the ratio of the height and width of the shell roughly in one point of the axis.

The textfigures Nr. 4—5 show graphically a *Marginella* association from light strongly sandy marls to sands in the overlier and underlier of the above mentioned horizon. It is characterized by complete instability of dimension parametres and with wide range of the dimension index. Instability of the body shape of molluscs from these horizons might had been caused either by local purely lithological factors, which showed only secondary activity under the influence of diagenetic processes, or by specific changes of ecological factors. It may seem, that in spite of their euryhalinity the representatives of the family *Marginellidae* could not bear even normal salinity, neither large-scale desalination; and that only mild brackish environment was optimal living space for them as well as for their stable body shape.

My observations are in agreement with F. Barthy—A. Kecskemétiné-Körmendy's (1963) investigations, on the ground of which even three

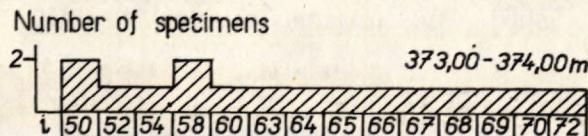


Fig. 5a

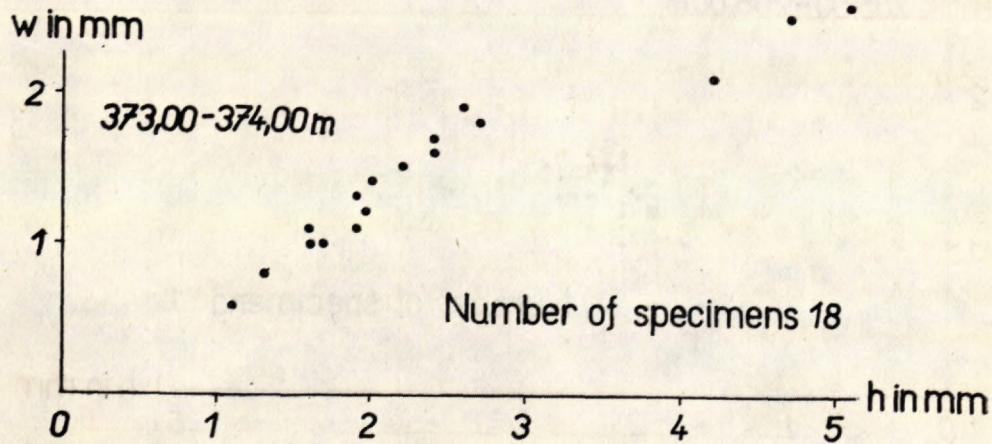


Fig. 5b

representatives of this family have been ordered to the association of Danubian Paleogene: the genus *Marginella* moves from the sublittoral to the neritic with various salinity (in Ekman's scale beginning with polyhaline brackish sequences 10—17 % to polyhaline marine sequences 34 %).

Association shown graphically in the textfigure Nr. 6 comes out of the uppermost parts of the borehole, from the fine-sandy marls of marine origin. Although in the point diagram certain concentration of points may be seen, the histogrammatic record does not show almost any regularity. In this case, however, distortion of the situation may occur because of the insufficient number of the studied examples.

On tables Nr. 1 and 2 there are values of dimension indices, which unambiguously determine the range of the species *Marginella vertesensis* by the values 33—56, the species *Marginella nana* by the values 46—80 and the spe-

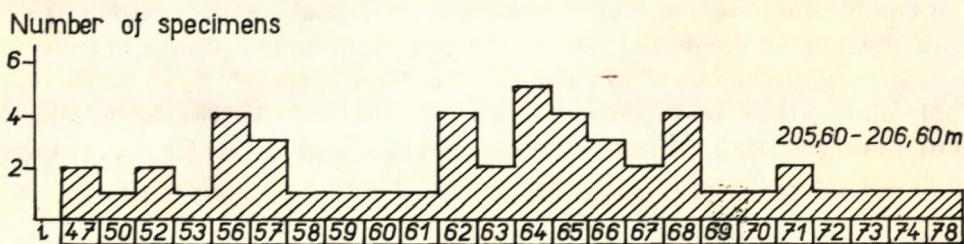


Fig. 6a

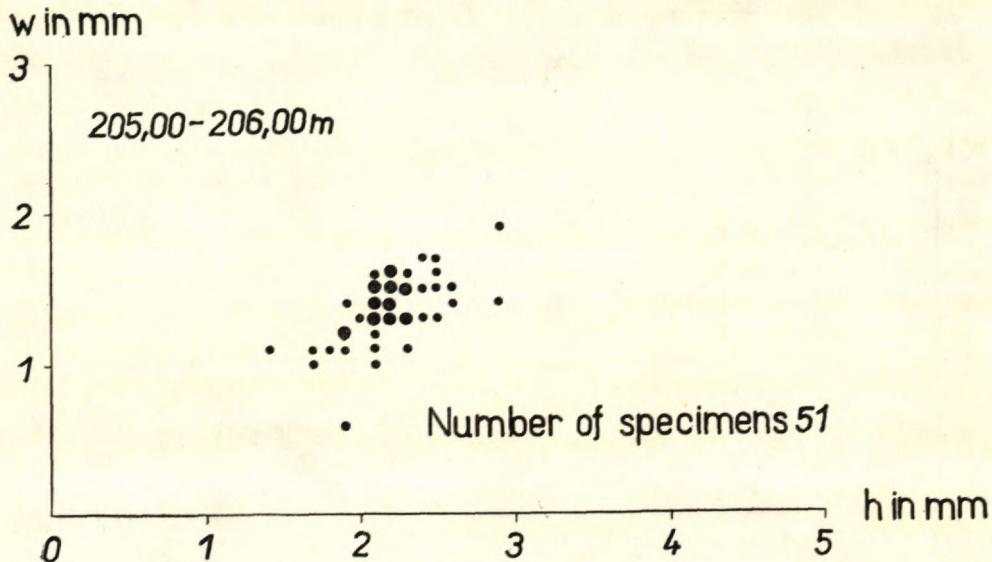


Fig. 6b

cies *Persicula pseudoallixi* — by 50—80. This is then further biometric proof about the possibility to differentiate practically by means of the dimension index only the former species.

### Conclusion

Three species of the Family *Marginellidae* H. and A. Adams 1853 represent remarkable part of the mollusc association of the Eocene borehole Čenkov 2/57 in the Podunajská nížina lowlands. Graphical records of size, amount and shape of shells has shown that the species *Marginella nana* and *Persicula pseudoallixi* were morphologically changed in vertical direction (Tab. 2).

Examples with remarkably variable shell conditions occur at the beginning and at the end of the borehole. There is almost none relation between variability of the shell shape and environment; only some examples with stably lower and wider shells occurring in convenient conditions of dark marine and brackish marls (Table 3, „nontypical examples“) may perhaps indicate the primary relation between the animal and the fundament.

The analysis of conditions in shell preservation in sediments shows worse preservation of shells and their smaller number in more sandy sediments, but not their eventual changes as to size or shape. Occurrences of fragments (examples with torn off aperture and without spire) is in the same depth as the well preserved examples used to occur (Tab. 3). Consequently there is no relation between dimensions, changes of shell shape and lithological fundament of the animal association.

### REFERENCES

- [1] Bartha F., Kecskemétiné Környedy A., 1963: Biostratigráfiai vizsgálatok a Dorogi-medence eocén korú molluszkumos képződményei. Földtani közlöny, Budapest. — [2] Deshayes G. P., 1856—1866: Description des animaux sans vertebres découverts dans le bassin de Paris. Atl. I—II, Paris. — [3] Deshayes G. P., 1824—1837: Description des coquilles fossiles des environs de Paris, Atl. I—II, Paris. — [4] Lamarck J. B., 1799: Mém. soc. histoire naturelle, Paris. — [5] Papp K., 1897: A fornal eocén medencze a Vértesben. — Földt. Közl. XXVII, Budapest. — [6] Szöts E., 1953: Magyarország eocén puhatestűi. Geologica Hungarica, ser. Palaeont., 22, Budapest. — [7] Taeger H., 1908: Die geologischen Verhältnisse des Vertesgebirges. A magyar kir. földt. intézet évkönyve XVII 1, Budapest. — [8] Tomlin J. R., 1917: A systematic list of the Marginellidae. — Proc. Malac. Soc., 12/5, pp. 242—306, London. — [9] Wenz, W., 1938—1944: Gastropoda. Handbuch der Paläozoologie, Berlin. — [10] Zittel K., 1862: Die obere Nummulitenformation in Ungarn. Sitzber. Akad. Wiss. XLVI, Wien.

### Explanations to Plate III

Fig. 1—2. *Marginella nana* Zittel, 1863 — Podunajská nížina lowland, Lutetian; magn.  $\times 30$ . (Fig. 2 — the individuum with lower and wider shell). — Fig. 3. *Persicula* (?) *pseudoallixi* Szöts, 1953 — Podunajská nížina lowland, Lutetian; magn.  $\times 30$ . — Fig. 4. *Marginella vertesensis* Szöts, 1953 — Podunajská nížina lowland, Lutetian; magn.  $\times 30$ .

ONDREJ SAMUEL—MARGITA VAŇOVÁ

## NOVÉ POZNATKY O STRATIGRAFII EOCÉNU V OKOLÍ ŠTÚROVA

**Abstrakt:** Autori sa zaobrajú stratigrafickým výskumom eocénnych sedimentov v okolí Štúrova na základe malých a veľkých foraminifer. Dokazujú, že paleogénna transgresia nezasahovala do študovanej oblasti v spodnom eocéne (ako sa predpokladalo doteraz), ale až vo vrchnom lutéte.

### Úvod

V súvislosti so stratigrafickým výskumom centrálnokarpatského paleogénu a s vypracovaním stratigrafickej schémy na základe malých a veľkých foraminifer študovali sme i eocénne sedimenty južne od karpatského oblúka. Analýzou foraminifer, hlavne z vrchu Čenkov 2 (Č-2) sme dospeli k stratigrafickým záverom, ktoré sa líšia od doterajších názorov. Študované sedimenty súvisia paleogeograficky, geneticky i litofaciálne s prilahlým epikontinentálnym vývinom paleogénu Maďarska.

Eocén v neflyšovej (budínskej) fácii je na území Slovenska známy vo východnej časti Podunajskej nížiny, v študovanej oblasti len z vrtov (porovnaj Schaleková—Bystrická 1956; Seneš 1957, 1960; Dobra 1960). Podľa Seneša (1960) tieto vrstvy ležia diskordantne a transgresívne na staršom predpaleogénnom substrate, najmä na spodnej kriede a jure. Z litofaciálneho hľadiska je paleogén veľmi pestrý a laterálne i vertikálne sa v detailoch mení.

Seneš rozlišuje v eocénnom sedimentačnom cykle: (a) *spodný eocén až spodný lutét* (sladkovodné íly a piesky, uhlónosné vrstvy bracké íly a morské sliene); (b) *vrchný lutét* (biaritz), do ktorého zaraďuje piesčité sliene a pieskovce, ktoré považuje za regresívne; nadložné, faciálne rozmanité vrstvy (sladkovodné, bracké, morské) považuje za transgresívne; (c) *vrchný eocén (priabon)* (biotitické pieskovce, vápnité pieskovce, organogénne vápence, slienité pieskovce a sliene).

Na zdenudovanom paleogéne (prípadne i na staršom substráte) ležia vrstvy ďalšieho sedimentačného cyklu, ktorý podľa Brestenskej & Lehota Yovej (1960) začína v predmetnom území až rupelom, podľa Ondrejíčkovej & Seneša (1965) vrchným tongrienom, pod ktorým rozumejú spodný oligocén.

Z toho vyplýva, že Seneš pripisuje eocénnym sedimentom ypreský až vrchno-eocénný vek, pričom v rámci vrchného lutétu lokálne pripúšťa aj prerušenie sedimentácie. Opiera sa pritom hlavne o makrofaunu a litologicko-stratigrafickú schému Szötsa (1956) zo susedného územia Maďarska. V súvislosti s touto paraleлизáciou treba pripomenúť, že až donedávna sa v maďarskej literatúre udržiaval názor, že v paleogénnom sedimentačnom cykle existuje plynulý vrstevný sled od vrchného paleocénu až po vrchný eocén. Novšie však (porovnaj Kopek 1961; Kopek & Kecske-méti 1961, 1965; Kopek—Kecske-méti & Dudich 1965) bolo vypracované litologicko-stratigrafické členenie, opierajúce sa o štúdium veľkých foraminifer, ktoré sa líši od doterajšej konceptie. Podľa týchto novších výskumov rozlišujú sa v paleogéne Maďarska 3 cykly regresie, po ktorých nasledovala transgresia. V rámci eocénu sa vyčlenilo 16 horizontov a dokázal heterochronný vek uhlónosného súvrstvia, resp. rozličný stratigrafický rozsah paleogénnych sedimentov v rôznych časťach Maďarska. Táto rozdielnosť je najmarkantnejšia v zastúpení spodného eocénu, spodného lutétu a vrchného eocénu.

### Litologicko-stratigrafická charakteristika vrstiev

Pri štúdiu eocénnych sedimentov v okolí Štúrova hlavnú pozornosť sme venovali vrtu Čenkov 2, v ktorom bol zachytený (podľa Seneša 1960) vrstevný sled od spodného eocénu až po vrchný lutét, v podloží „spodnokriedové“ pieskovce. V ďalších vrtoch (Obid 6, O—10, O—11, O—12) sme venovali pozornosť len tej časti súvrstvia, ktorá sa doteraz považovala za spodný eocén až spodný lutét\*.

Podľa Seneša (1960) v najspodnejšej časti vrtu Č-2 (851,5—569 m) sú šedé a zelenošedé kompaktné, jemno až hrubozrnné pieskovce a piesčité, tiež kompaktné sliene, ktoré porovnáva so spodnokriedovými pieskovcami pohoria Gerecse. Nad nimi je hrubodetritické súvrstvie (569—379 m), skladajúce sa hlavne z brekcií a zlepencov, vložiek vápencov, pestrých šľof, šedých a zelených pieskovcov. Seneš ho dáva do súvisu s vrchnokriedovou až paleocénnou kontinentálnou periódou.

Vyššie (378—295 m) nasledujú ťily a od 295 do 239 m piesčité šlövce až sliene morského a brackého charakteru. Vrchnú časť vrtu (238—33 m) tvoria sliennité pieskovce až piesčité sliene s vložkami organogénnych vápencov. Celý tento úsek (od 378 do 33 m) považuje Seneš za lutét.

Tzv. kriedové súvrstvie obsahuje chudobnú, ale z hľadiska stratigrafického veľmi cennú faunu numulitov (*Nummulites ex gr. striatus* Brug., *Nummulites*

\* Veľké foraminifery z vyšších častí týchto vrtov sú predmetom dizertačnej práce M. Vaňovej.

n. sp. -granulovaný typ). Aj výskyt malých foraminifer z tejto časti súvrstvia je veľmi chudobný; fauna je pyritizovaná a pre jemnejšiu stratigrafiu nevhodná. Nález numulitov však vylučuje spodnokriedový vek súvrstvia.

Vo vyšej časti profilu vrchu Čenkov 2 pozorujeme monotónnu asociáciu veľkých foraminifer, hlavne *Nummulites variolarius* (Lamarck) a formy z okruhu *Nummulites striatus* (Brug.). Z foriem z okruhu *N. striatus*, ktoré uvádza Rozlozsnik z maďarského eocénu (Hantken—Madarász—Rozlozsnik 1924; Rozlozsnik 1929) striedavo tu vystupujú *N. striatus minor* Arch. & Haime a *N. striatus pannonicus* Rozl. Našli sa aj početné exempláre, predstavujúce prechodné formy medzi oboma druhami a 3 nové poddruhy, ktoré zatiaľ označujeme ako *Nummulites* n. sp. 1, 2, 3. Typickou zložkou spoločenstva je nový granulovaný druh, predbežne označený ako *Nummulites* n. sp. -granulovaný typ. V hĺbke 442 m je známy iba *Nummulites anomalus* Harpe, v hĺbke 254,5—255,5 a 375 m forma blízka exempláru, ktorý Méhes označuje ako *Nummulites dorogensis* (Méhes 1961, tab. 44, obr. 9; 1963, tab. 182, obr. 6). Túto formu označujeme ako *Nummulites dorogensis* Méhes? V hĺbke 297,9—298,9 m, 306—307 m, 314—315 m k základnej bioasociácii pristupuje ešte *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort).

Podľa tejto základnej bioasociácie by mohlo ísť o vrchný lutét až koniec vrchného priabonu.

V hĺbke 297,9—315 m druh *Nummulites perforatus perforatus* spresňuje vek vrstiev na vrchný lutét až spodnú časť spodného priabonu. Vrchnoeocenný vek v tejto hĺbke i vyššie vylučujeme, lebo tu nie sú prítomné formy typicky priabonské, ako *N. fabianii* (Prever), *N. pulchellus* Harpe. Z toho vyplýva, že bioasociácia z vrchu Čenkov 2 patrí vrchnému lutétu.

Z planktonických foraminifer sme v tejto hĺbke vrchu sporadicky našli druh *Globigerina eocaena* Gumbel, G. ex gr. *yeguaensis* Weinzierl & Applin, *Turborotalia (T.) centralis* Cushman & Bermúdez, *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Pseudohastigerina eocaena* (Berggren) a *Ps. cf. micra* (Cole). Táto asociácia má najviac spoločných znakov s 8. sukcesívou karpatskou zónou *Globigerina eocaena* (porovnaj Samuel—Salaj in lit.; Samuel 1965), korelovanou s vrchným lutétom. Toto začlenenie je v súlade s asociáciou veľkých foraminifer.

Ako sme už spomenuli, u ďalších vrtov (Obid 6, O—10, O—11, O—12) venovali sme pozornosť len časti, doteraz považovanej za spodný eocén a spodný lutét. Vo všetkých vrtoch sa našli opäť monotónne asociácie s druhami *Nummulites variolarius* (Lamarck), *N. ex gr. striatus* (Brug.), *Nummulites* n. sp. -granulovaný typ, *N. perforatus perforatus* (Montfort) a *N. ex gr. perforatus* (Montfort). Tieto asociácie sú rovnaké s výskytmi vo vrte Čenkov-2. Ich stratigraphický rozsah je na základe numulitov tiež vrchný lutét.

Vrchný eocén vo vrte Č-2 (203—33 m) tvoria slienité pieskovce až piesčité

OBID – 6	Vrt	Hĺbka	Druh	Eocén.				Vek asociácie	Poznámka	
				spodný	stredný	vrchný				
				cuis	lutét	„priabon“	bart.	lud.		
	487,8 – 488,8		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)							
	500,8 – 501,8		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ							
	566		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort)							
	584,6		Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort)							
	587,6		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort)							
	644		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)							
	668		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)							

Vrchný lutét

Vo vrtie OBID – 6 numulity  
vystupovali v hĺbke 486,8 – 668 m

OBID – 12	OBID – 11	OBID – 10	Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	Vrhný lutet
557		608	Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	671		Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites ex gr. perforatus (Montfort)	-----	-----	-----	-----	
	737		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	440,3		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	454,7		Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	526,5		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort)	-----	-----	-----	-----	
	580		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	583,6		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	584,6 – 585,6		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
	497 – 498		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort) Nummulites ex gr. perforatus (Montfort)	-----	-----	-----	-----	
	504 – 505		Nummulites striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort)	-----	-----	-----	-----	
	573 – 576		Nummulites ex gr. striatus (Bruguière)	-----	-----	-----	-----	
Vo vrte OBID – 12 nummulity vystupovali v hlbce 439 – 576 m				Vo vrte OBID – 11 nummulity vystupovali v hlbce 440 – 585,6 m	Vo vrte OBID – 10 nummulity vystupovali v hlbce 557 – 741 m	Vrhný lutet	Vrhný lutet	Vrhný lutet

Vrt Čenkov-2 hlbka v metroch	Druh	Eocén				Velk asociácie	Poznámky	
		spodný	stredný	vrchný				
		cuis	lutét	„priabon“	bart.	lud.		
203 – 204	Nummulites striatus minor Archiac & Haime							
217,9 – 218,9	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus pannonicus Rozložník							
226 – 227	Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites striatus pannonicus Rozložník Nummulites striatus n. ssp.							
236,1 – 237	Nummulites striatus pannonicus Rozložník Nummulites n. sp. — granulovaný typ							
254,5 – 255,5	Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus n. ssp. Nummulites cf. dorogensis Méhes							
264 – 270	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus n. ssp.							
294,7	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus n. ssp.							
297,9 – 298,9	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus n. ssp. Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus perforatus (Montfort)							
						LUTÉT	vystupovali v hĺbke 203 — 624 m.	

298,9 – 299,9	Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus pannonicus Rozložník Nummulites striatus n. ssp. Nummulites n. sp. — granulovaný typ								
306 – 307	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus pannonicus Rozložník Nummulites striatus n. ssp. Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus (Montfort)								
314 – 315	Nummulites ex gr. striatus (Bruguière) Nummulites n. sp. — granulovaný typ Nummulites perforatus (Montfort)								
335	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus pannonicus Rozložník Nummulites striatus n. ssp.								
344	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites striatus n. ssp.								
375	Nummulites variolarius (Lamarck) Nummulites striatus pannonicus Rozložník Nummulites cf. dorogensis Méhes Nummulites n. sp. — granulovaný typ		? — ?						
442	Nummulites anomalous Harpe								
624 – 625	Nummulites striatus minor Archiac & Haime Nummulites n. sp. — granulovaný typ								

VRCHNÝ

Vo vrle Čenkov — 2 numulty

slienovce, s nepravidelnými vložkami organogénnych vápencov\*. Na základe planktonických foraminifer rozlišujeme tu 2 stratigraficky výrazné horizonty: hlbší odpovedá zóne *Globigerinoides index* (pozri Samuel & Salaj in lit.), druhý, vrchný zastupuje úplne alebo čiastočne zónu *Globigerina officinalis*.

Asociácie zóny *Globigerinoides index* sa zistili aj v ďalších vrtoch; najbežnejšie sú druhy: *Globigerinoides index* Finlay, *Globigerinoides* sp. (cf. *Gl. barri* Bronnimann, *Gl. semiinvolutus* Keizer), *Globigerina ex gr. yeguaensis* Weinzierl & Applin, *G. corpulenta* Subbotina, *G. cf. linaperta* Finlay, *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermúdez), *Turborotalia (Acarinina)*, *rotundimarginata* (Subbotina).

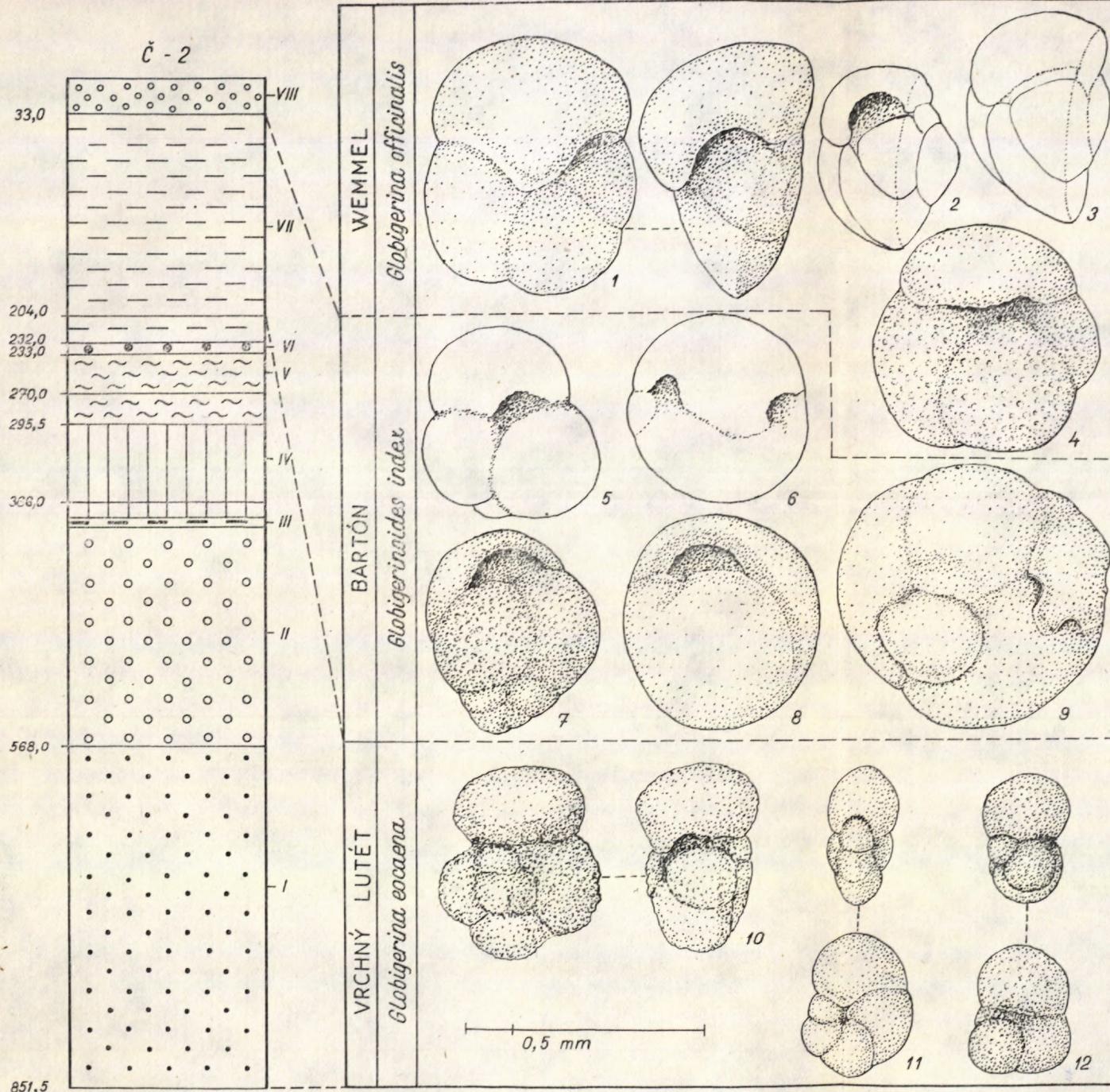
Na rozdiel od centrálno-karpatského paleogénu, kde v zóne *Globigerina officinalis* dominujú „malé“ globigeriny, najmä *Globigerina officinalis* Subb., v južnej neflyšovej časti výraznou formou je *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cushman), kým *G. officinalis* sa vyskytuje len sporadicky. V premenlivom množstve sa vyskytujú temer všetky druhy globierín, s ktorými sme sa stretli v predchádzajúcej zóne, hlavne *G. pseudoampliapertura* Blow & Banner. Vedľa *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cushman) z globorotaloidných foriem sa zistili *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman & Bermúdez), *T. (Acarinina) rugosaculeata* (Subbotina). Do tejto zóny z vrchu Č-2 patria pravdepodobne len najvyššie metre; výrazne je však zastúpená napr. vo vrte Obid 6.

### Záver

Na základe mikrostratigrafického rozboru veľkých a malých foraminifer sme dospeli k týmto záverom:

- (1) Výskytu veľkých foraminifer (*Nummulites ex gr. striatus* Brug.) v hĺbke 625 m (vrť Č-2) vylučujú spodnokriedový vek tejto časti súvrsťvia.
- (2) Od hĺbky 625 do 203 m je známe monotónne spoločenstvo s *Nummulites variolarius* (Lamarck), *N. cf. dorogensis* Méhes?, *N. striatus* (Brug.) a jeho variety, ako aj nový granulovaný druh. V hĺbke 297,9—298,9 m a 315 m pristupuje ešte *N. perforatus perforatus* (Montfort). Tieto druhy spolu so sporadickými výskytmi planktonických foraminifer indikujú vrchnolutetísky vek skúmanej časti súvrsťvia vo vrte Č-2, pričom asociácie veľkých foraminifer majú najviac spoločných znakov s 10. a 11. horizontom (*N. perforatus*, resp. *N. striatus*) v zmysle delenia Kopeka—Kecskémetiho & Dudičcha (1965).
- (3) Eocénna sedimentácia v študovanej oblasti nezačína spodným eocénom, ako sa predpokladalo doteraz, ale až vrchným lutétom, čo je v súlade s výsled-

\* V okolí Kravian je vrchný eocén vyvinutý v slienitej fácii, označovanej madarskými autormi ako *budínske sliene*.



### Vysvetlivky k profilu vrtu Čenkov 2.

I — pieskovce; II — detritické súvrstvie; III — uhľonosné súvrstvie; IV — slienito-  
— ilovecové súvrstvie; V — piesčité sliene;  
VI — slienité pieskovce; VII — slienité flo-  
ve a sliene; VIII — kvarter (upravené podla  
J. Seneša 1959).

1 — *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cush-  
man); vrt Obid-6; 305 m.

2 — *Turborotalia (T.) aff. cocoaensis*  
(Cushman, ); vrt Obid-6; 305 m.

3 — *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cush-  
man); vrt Obid-6; 305 m.

4 — *Globigerina tripartita* Koch; vrt  
Obid-6; 305 m.

5 — *Globigerinoides index* Finlay; vrt  
Čenkov-2; 149 m.

6 — *Globigerinoides semminvolutus* Keij-  
zer; vrt Čenkov-2; 110 m.

7 — *Globigerinoides rubriformis* Subbo-  
tina; vrt Čenkov-2; 110 m.

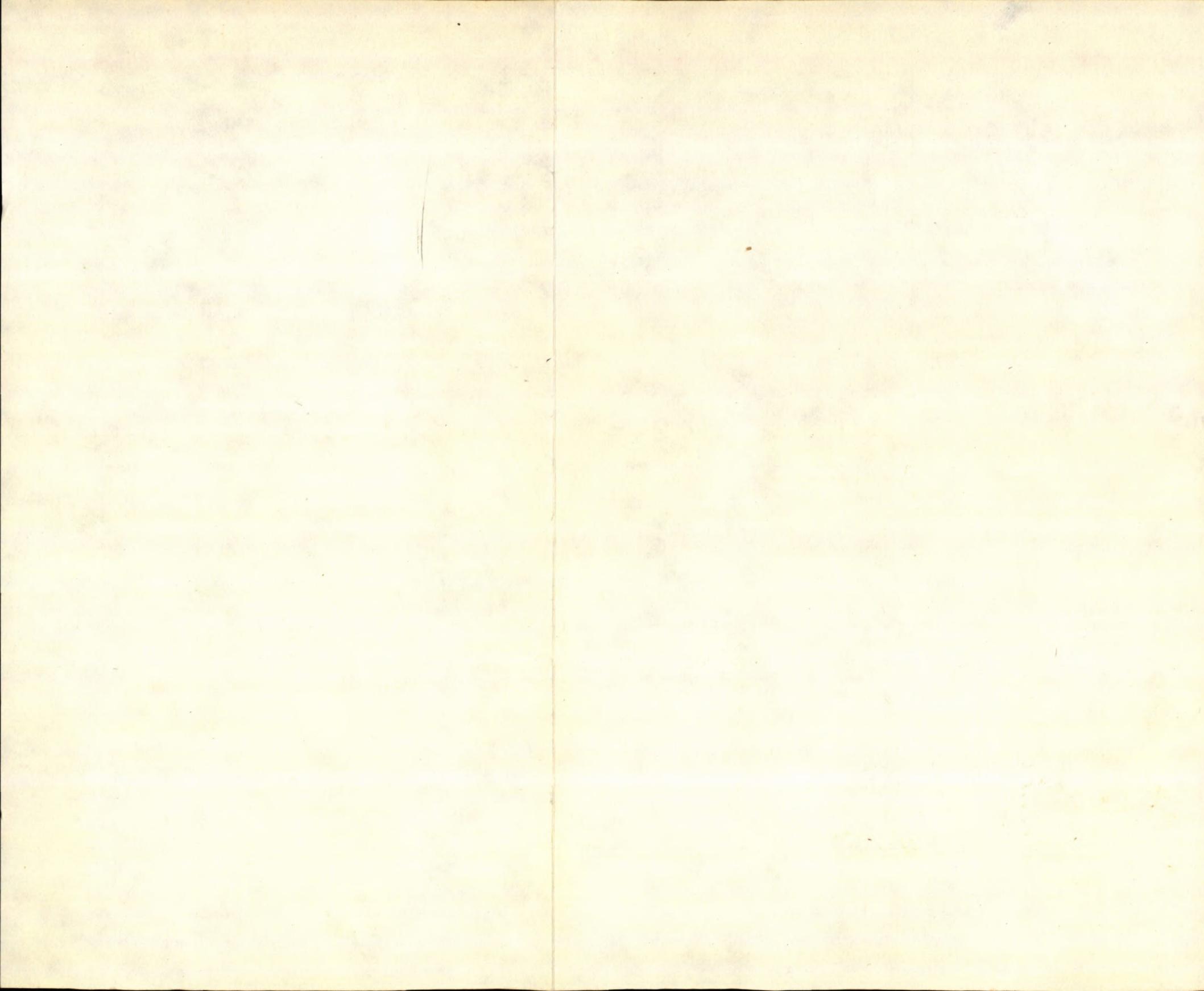
8 — *Globigerinoides* sp.; vrt Čenkov-2;  
110 m.

9 — *Globigerinoides?* sp. (cf. *Globigerinathe-  
ca barri* Bronnimann); vrt Čenkov-2; 55 m.

10 — *Truncorotaloides topilensis* (Cush-  
man); vrt Čenkov-2; 347 m.

11 — *Pseudohastigerina eocenica* (Berg-  
gren); vrt Čenkov-2; 347 m.

12 — *Globigerina* cf. *linaperta* Finlay;  
vrt Čenkov-2; 347 m.



kami zo susednej dorog-tokodskej oblasti Maďarska (Kopek—Kecskeméti & Dudich 1965). Pozoruhodná je pri tom značná hrúbka vrchnolotétskeho súvrstvia u nás.

(4) Na rozdiel od dorog-tokodskej oblasti, v okolí Štúrova bol preukázaný aj vrchný eocén, s dvoma výraznými zónami planktonických foraminifer (*Globigerinoides index* a *Globigerina officinalis*).

(5) Pestrosť fácií a náhle zmeny v charaktere asociácií (brackický a morský typ) malých foraminifer poukazujú na pribrežnú zónu s vplyvom mora. V dôsledku toho mohlo dôjsť lokálne aj k prerušeniu sedimentácie.

(6) Na základe mikrostratigrafického rozboru vrchu Č-2 bude potrebné urobiť revíziu aj u ďalších vrtov, čo umožní vypracovať jednotnú litologicko-stratigrafickú schému eocénu Podunajskej nížiny, paleogeograficky a geneticky súvisiacej s epikontinentálnym vývojom paleogénu Maďarska.

Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava

Lektorovala dr. E. Brestenská.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D.—Köhler E., 1963: Nummulites facies et développement préTECTONIQUE des Karpates occidentales centrales au Paléogène. Geol. sborník SAV 14 /1, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát. Slov. akadémia vied, Bratislava. — [3] Bieda F., 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Institut geologiczny, Warszawa. — [4] Brestenská E.—Lehotayová R., 1960: Spodnooli-gocénne brackické uloženiny s Rotalia becarii (L.) z oblasti Štúrova. Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — [5] Dobra E., 1960: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie paleogených sedimentov v oblasti Štúrova. Geol. práce, Zošit 59, Bratislava. — [6] Hantken M. Madarász Zs.—Rozlozsnik P., 1924: Numulinák Magyarország óharmadkori rétegeiből. Földtani szemle I/4, Budapest. — [7] Kopek G., 1961: Causes des différences de facies dans les formations éocènes des Montagnes Bakony SW et NE. M. all. Földtani intézet évi jelentése az 1961 évről. — [8] Kopek G.—Kecskeméti T., 1961: La classification des assises éocènes de la Montagne de Bakony (Transdanubia) d'après les grands Foraminifères. Ann. Hist. — nat. Mus. nation Hungarici, 53, Budapest. — [9a] Kopek G.—Kecskeméti T., 1965: Oberlutetische Transgression im nordöstlichen Bakony-Gebirge. Annales hist. Musei nat. Hungarici, Budapest. — [9b] Kopek G.—Kecskeméti T.,—Dudich E., 1965: Stratigraphische Probleme des Eozäns im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. Acta Geol. Hung. IX. Budapest. — [10] Méhes K., 1963: A new Nummulites species from Hungary. Journal of Paleontology. Menasha. Wisc. — [11] Rozlozsnik P., 1929: Studien über Nummulinen. Geologica Hungarica, Budapest. — [12] Samuel O., 1965: Zonárne členenie paleogených sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. Geol. práce, Zprávy 37, Bratislava. — [13] Samuel O.—Salaj J., 1967: Foraminifera of the West-Carpathian Paleogene (Slovakia) — in lit. Bratislava. — [14] Seneš J., 1957: O možnostiach výskytu terciérnych uholíných ložísk v okolí Štúrova. Věstník Ústř. úst. geol. 32, Praha. — [15] Seneš J., 1959:

Písomná a grafická dokumentácia k prehľadnej geologickej mape ČSSR (1 : 20.000), list Nové Zámky. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [16] Seneš J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej níziny. Geol. práce, zošit 59, Bratislava. — [17] Ondrejíčková A. — Seneš J., 1965: Das Oligozän der Südslowakei und seine Molluskenfauna. SGV, Západné Karpaty, zväzok 4, Bratislava. — [18] Schaleková A. — Bystrická H., 1956: Trefohory pri Dunaji na juhozápadnom Slovensku. Geol. sborník 7, Bratislava. — [10] Szöts E., 1956: L'Eocène (Paléocène) de la Hongrie. Geol. Hungarica, ser. paleont. 9, Budapest.

ONDREJ SAMUEL — MARGITA VAŇOVÁ

## NEW OCCURENCE ABOUT THE STRATIGRAPHY OF EOCENE FROM ŠTÚROVO

Eocene sediments of non-Flysch facies (Buda facies according to D. Andrusov — E. Köhler 1963) on the territory of ČSSR have been recorded from the eastern part of the Malá Dunajská nížina Plain only. Their paleography and lithofacies show a close relationship to the adjacent epicontinental Paleogene of Hungary.

The Paleogene sediments in the region under study are known from boreholes (Schaleková — Bystrická, 1956; Seneš 1960, 1965) only. They rest unconformably on old pre-Paleogene substratum. The sequence of the Paleogene shows a very variegated lithology and sudden lateral as well as vertical changes. Seneš (1. c.) has distinguished in the Eocene cycle of sedimentation the following sequences:

1. The sequence of *Lower Lutetian* (freshwater clays and sand; coal-bearing beds; brakish clays and marine marls).
2. The sequence of the *Upper-Lutetian* („Biaritzian“) to which he has referred sandy marls and sandstones and ascribes regressive character. The variegated beds of the overlying substratum (freshwater, brakish, marine) are, in his view, transgressive.
3. The sequence of the Upper Eocene („Priabonian“; biotite sandstone, calcareous sandstone, organogene limestones, marly sandstones, organogene limestones, marly sandstones and marls).

On the above denuded Paleogene (or also older substratum) the beds of the following independent cycle of sedimentation rest, commencing, in the region under study, with the Rupelian (according to Brestenská — Lehotaiová 1960).

The stratigraphical division of J. Seneš is based particularly on the work of E. Szöts (1956) concerning the adjacent territory of Hungary. The opinions of this author, concerning the stratigraphy, however, have been recently revised (cf. Kopek — Kecskeméti 1961, 1965; Kopek, Kecskeméti — Dudich Jr., 1965). The new lithologic-stratigraphical division based on recent investigation of larger Foraminifera appears nowadays to differ from the conception hitherto prevalent. The last named authors have distinguished three regression phases in the Eocene followed by transgressions. They distinguished 16 horizons within the range of the Lower to Upper Eocene in the Paleogene.

Working on the new information, one of the authors (O. Samuel) examined together with Vaňová (1967) Eocene sediments on the region under study. The microstratigraphic analysis carried out by the authors has shown that the transgression reached the territory under study as late as the Upper Lutetian. From the standpoint of lithology, the Upper Lutetian is formed prevalently by sandstones containing sporadic intercalations of sandy marls or claystones. It has been indicated by larger and smaller Foraminifera. The assemblages of larger Foraminifera are quite monotonous throughout the succession of beds. The basic bioassemblage includes the species *Nummulites variolarius*

(Lamarck) and forms of the group of *Nummulites striatus* (Bruguière). Among the forms of the group of *Nummulites striatus* quoted by Rozloznik from the Hungarian Eocene the forms.\*

*Nummulites striatus minor* Archiac — Haime, and *N. striatus pannonicus* Rozloznik alternate in the succession there. The planktonic Foraminifera in the Upper Lutetian are represented sporadically by *Globigerina eocaena* Gümbel, *Globigerina ex gr. yeguaensis* Weinzierl — Applin, *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman), *Truncorotaloides topilensis* (Cushman), *Pseudohastigerina cf. eocaena* (Berggren) and *Pseudohastigerina cf. micra* (Cole 1927).

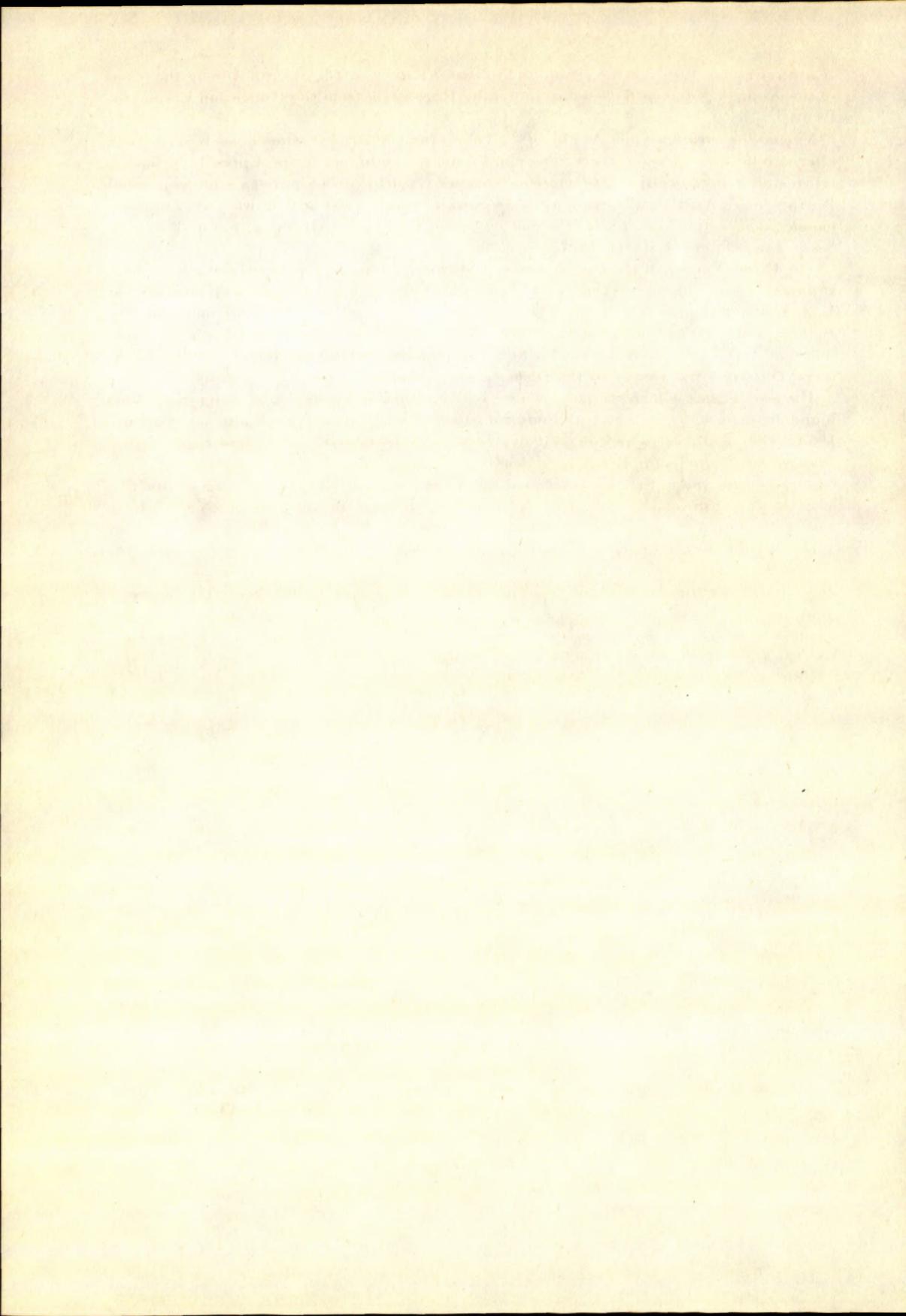
The Upper Eocene in the environments of Štúrovo is formed prevalently of marly sandstones and sandy marlstones containing irregular intercalations of organogene limestones. In the area Kravany all of the Upper Eocene, however, is built by marl facies termed Buda marls in Hungarian literature. The above sediments contain two stratigraphically different types of assemblages. The first type corresponds fully to our *Globigerinoides index* Zone and the second to the *Globigerina officinalis* Zone.

The assemblages, which we have referred to the *Globigerinoides index* Zone, have been found in several boreholes in the environments of Štúrovo and Kravany (cf. Samuel 1965). They are mostly represented by the species *Globigerina corpulenta* Subbotina, *Globigerina cf. linaperta* Finlay, *Globigerina ex gr. yeguaensis* Weinzierl — Applin, *Globigerinoides index* Finlay, *Globigerinoides semiinvolutus* Keijzer, *Turborotalia (T.) centralis* (Cushman — Bermúdez) and transitional forms between the last named form and *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cushman 1928).

In contrast, to the Central-Carpathian Eocene, where smaller *Globigerina*, mainly the species *Globigerina officinalis* Subbotina predominated in the *Globigerina officinalis* Zone, a distinct form in the southern, non-Flysch facies was *Turborotalia (T.) cocoaensis* (Cushman). *Globigerina officinalis* Subbotina occurs only sporadically there. More common forms are *Globigerina cf. venezuelana* Hedberg, *Globigerina cf. dissimilis* Cushman — Bermúdez, and *Globigerina corpulenta* Subbotina.

---

\* In the past, a continuous succession in the sedimentation from the Upper Paleocene to the Upper Eocene in the Paleogene on the Hungarian territory had been assumed.



ANNA ONDREJÍČKOVÁ

## VÝVOJ A FÁCIE KARPATU V IPELSKEJ KOTLINE NA ZÁKLADE FAUNY MÄKKÝŠOV

**Výťah.** Práca podáva litofaciálnu charakteristiku sedimentov karpatu v Ipelskej kotline ako aj súborný makrofaunistický obraz piesčito-slovoitej, neritickej fácie tohto obdobia. Výsledky práce autorov, ktorí sa podielali na výskumoch tejto oblasti (T. Buday 1932; V. Čechovič 1952; J. Seneš 1950; V. Slavíková 1959; V. Kantorová 1958, 1959; A. Ondrejičková 1963; D. Vass—B. Tomášek 1963; A. Ondrejičková—E. Planderová 1964) sú obsiahnuté v stručnom prehľade o vývoji vrstiev karpatu.

### Úvod

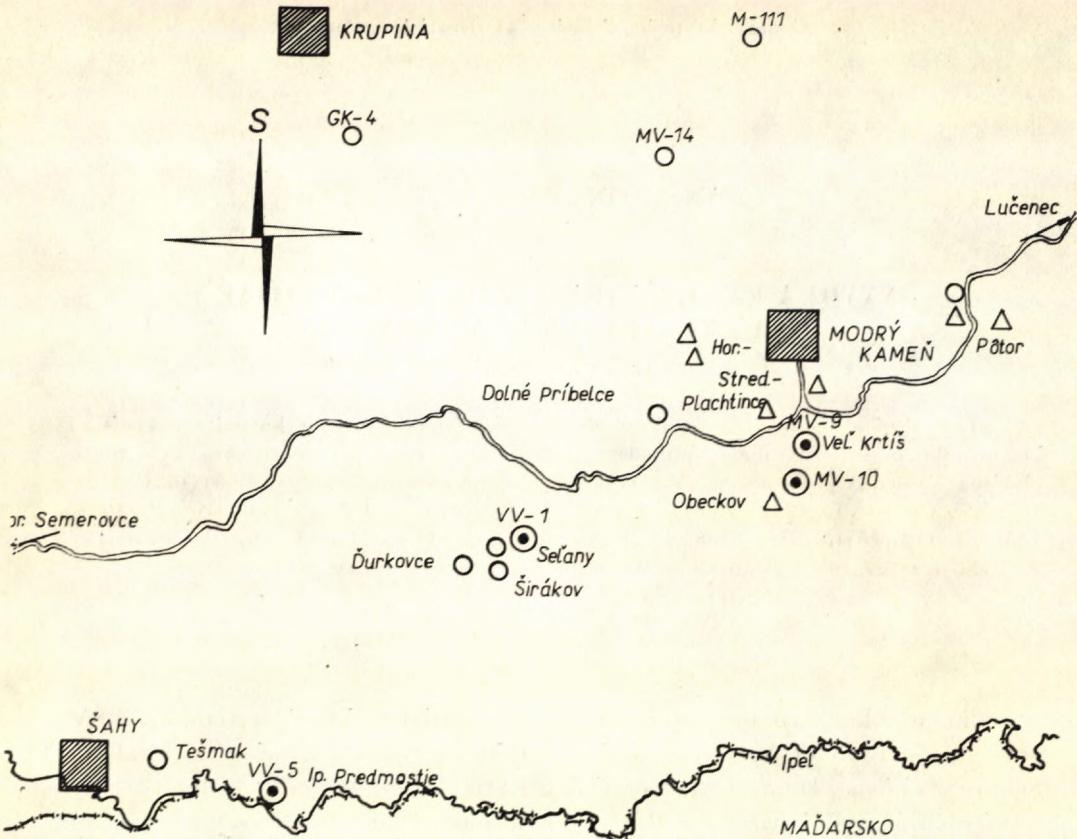
Sedimenty karpatu vystupujú na povrch v pásmi, ktoré sa tiahne JZ-SV smerom od Šiah (Tešmak, Olvársky potok) na Vinicu, Ďurkovec, Širákov, Sečany, Čebovce, Dolné Príbelce, Veľký Krtíš, Pôtor, Horné a Dolné Strháre a pokračujú na Luboriečku a Osušie do Lučenskej kotliny. Na sever a juh od tohto pásma vyskytujú sa vrstvy karpatu väčšinou len vo vrtoch (napr. ŠV-7, MV-9, MV-10, VV-1, VV-14); najjužnejší výskyt bol zaznamenaný vo vrte VV-5 od Ipelského Predmostia v hĺbke 12—60 m, najsevernejšie vo vrtoch MV-14 Dačov Lom (hĺbka 515—581 m), M-111 Lešt (hĺbka 500—533 m) a GK-4 Bzovík, ktoré orograficky prináležia už do Krupinskej vrchoviny.

Sedimenty karpatu predstavujú *dva litologicky rozdielné celky*.

Spodnú časť tvoria jemno až hrubozrnné piesky a pieskovce s vložkami flóv, sivookrové a sivozelenej farby, v nadloží onkofórových vrstiev\* alebo priamo na „nadložných floch“ (helvét s. s.). Podľa obsahu Ca rozdeľujú ich niektorí autori (Čechovič 1952; Slavíková 1963) na spodný nevápnitý a vrchný vápnitý obzor.

*Spodný nevápnitý obzor* reprezentujú jemno až hrubozrnné piesky a pieskovce s lavicami tvrdých pieskovecov; pieskovce sú vrstevnaté, miestami s krí-

\* Podľa posledných výskumov V. Kantorovej—A. Ondrejičkovej—D. Vassa (referát pre Congresso Internationale del Comitato del Neogene Mediterraneo, Bologna 1967) považujú sa onkofórové vrstvy na južnom Slovensku za bázu karpatu.



Obr. 1. Náčrt situovania lokalít a vŕtov s výskytmi fauny karpatu v Ipeľskej kotline. Lokality označené krúžkami a vŕty (krúžky s čierou bodkou) spracovala A. Ondrejíčková, trojuholníkom J. Seneš (1950).

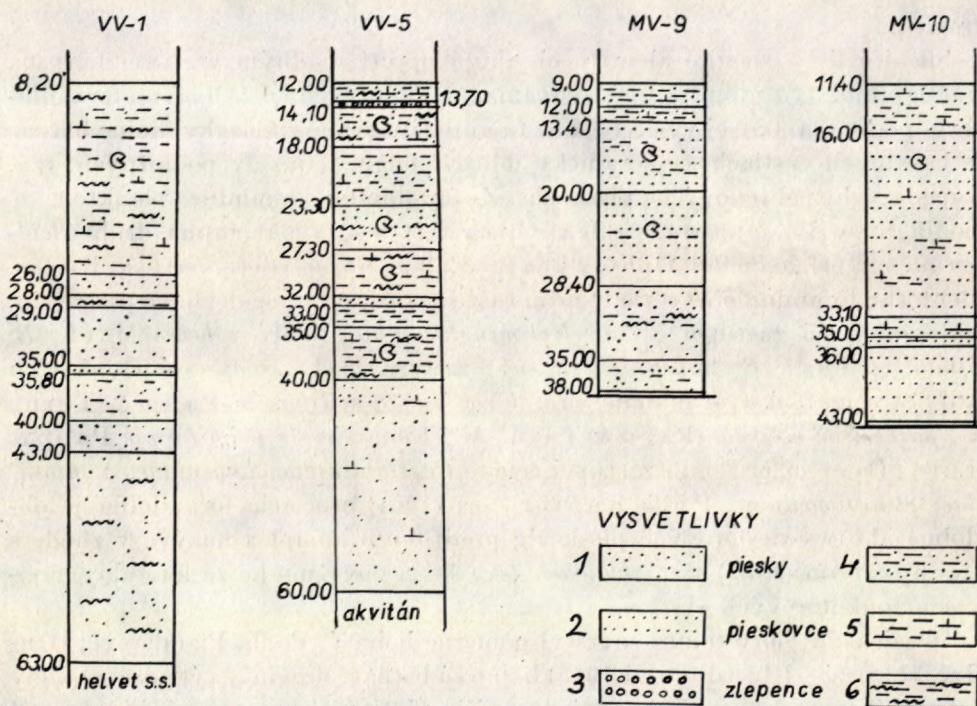
žovým zvrstvením. Charakteristickým znakom týchto vrstiev je častý obsah oxydov Mn, čím dostáva hornina čiernofialovú farbu (napr. okolie Modrého Kameňa). Všeobecne sa tieto vrstvy označujú ako mangánové vrstvy. V nadloží pieskov (napr. S od Bušiniec, v okolí Selian, Širákova, Ďurkoviec) sú 0,5—2,0 m hrubé polohy drobno až stredozrnných zlepencov, ktoré často vytvárajú morfologicky nápadné vyvýšeniny (kopčeky) napr. V od Čeboviec. Vo valúnoch je zastúpený najmä kremeň, kremence a kryštalické bridlice (Čechovič 1952).

Vápnitý obzor má podobné mineralogické zloženie, ale obsahuje viac karbonátov a glaukonitu. Z tohto obzoru v okolí Čeboviec uvádzá Čechovič (1952) makrofaunu *Chlamys (Aequipecten) opercularis* L., *Callistotapes vetulus* Bast., *Corbula gibba* Oliv., *Modiola* sp., *Buccinum* sp. Tieto vrstvy sa bežne porovnávajú s tzv. chlamysovými pieskami maďarských autorov, ktorí ich kladú do helvétu.

Spodná časť vrstiev karpatu je veľmi chudobná na organické zvyšky. Zo spodných, tzv. nevápnitých, mangánových pieskov uvádza Slavíková (1963) a Kantorová (1964) nepočetné mikroorganizmy, tvorené ihlicami monateličných silicispongí. Z vrchného vápnitého pektenového obzoru Slavíková (1. c.) uvádza ihlice silicispongí, prevažne tetraktelidného typu, foraminifery (rod *Cibicides*), šupiny rýb a zuby. Oba obzory sú na sporomorfy sterilné.

Na základe petrografických a paleoekologických výskumov tieto vrstvy predstavujú sublitorálne marinné facie karpatu. Čechovič ich považuje za spodný helvét (helvét s. s.), ich spodnú časť na východe a západe panvuje za laterálny ekvivalent onkofórových vrstiev.

Druhý výrazný litologický horizont karpatu tvoria slienité fly a slienité aleurity v „šírovej“ fácii\*; tieto sedimenty lemuju takmer v celom obvode južné okraje tortónu a vulkanických komplexov Ipeľskej kotliny a prenikajú



Obr. 2. Profily vrstvami karpatu s makrofaunou neritickej fácie. 1 — piesky, 2 — pieskovce, 3 — zlepence, 4 — piesčité fly, 5 — slienité fly, 6 — aleuritické fly.

\* Marková (1963) našla tu vložky kyslých tufov a tufitov; ide o prvý nález autochtonného vulk. materiálu.

v ich podloží aj ďalej na sever do Krupinskej vrchoviny. Sú sivej alebo sivo-zelenej farby, veľmi pevné, lastúrnatého lomu, s premenlivým obsahom piesčitej zložky, výraznej hlavne na západe a východe kotliny. Čechovič (1959) uvádzá z niektorých miest Lučenskej kotliny až niekoľko metrov mocné piesčité súvrstvie na báze jeho vrchného helvétu, t. j. na báze sedimentov „šlírovej fácie“. V západnej časti panvy v okolí Šiah sa strieda piesčitá a flovitá fácia v laterálnom i vo vertikálnom smere, čo je podmienené pravdepodobne šahanskou eleváciou (Vass—Tomášek 1963). Z hladiska batymetrického ide o sedimenty okraja mora a pobrežnej plytčiny. Potvrdzuje to makrofauna z údolia potoka Olvár (Vass—Gabčo 1963), ktorá obsahuje druhy charakteristické pre brachyhalinné prostredie, a to: *Pirenella picta mitralis* (Eichw.), *Nassa dujardini laevis* Švagrovský, *Nassa* cf. *dujardini* Desh., *Clithon pictus* (Fér.), *Gibbula biangulata* (Eichw.), *Hydrobia frauenfeldi* (Hoern.), *Melania* cf. *escheri* Brongn. Normálne slané morské prostredie reprezentujú *Anadara fichteli* (Desh.), *Panoaea menardi rudolphi* (Eichw.), *Lutraria lutraria* L.

Slienité fly a slienité aleurity obsahujú oproti spodným vrstvám karpatu väčšie množstvo mikro a makroorganizmov. Z prvých sú to hlavne foraminifery; podľa Slavíkovej vyskytujú sa tu aj pyritizované rozsievky, hojné hlavne v bazálnych častiach a sporadicky ihlice spongií, najmä v podložných, tzv. vápenatých pektenových pieskoch. Z foraminifer dominuje plankton — podľa Slavíkovej (1963) a Kantorovej (1964, 1965) najmä druh *Globigerina ex gr. bulloides* Orbigny a podradne *Globigerina concinna* Reuss. Bentosne foraminifery tvoria menšiu časť spoločenstva, ale druhove pestrejšiu; najhojnejší sú zástupci čeľade *Buliminidae*, ako: *Bolivina hebes* Macf., *B. dilatata* Reuss, *B. miocaenica* Macf., z uvigerín *U. compressa* Cushman atd. Stratigraficky významné sú : *Uvigerina graciliformis* Papp & Turn., *U. parkeri breviformis* Papp & Turn., *U. bonnoniensis primiformis* Papp & Turn. Ďalej sú prítomní zástupci čeľade *Cassidulinidae*, *Lagenidae*, *Nonionidae*, *Stilostomellidae*. Podľa Kantorovej (1964) asociácia foraminifer je obdobná ako v onkoforových pieskoch; preto tento komplex nazýva v zhode s Čechovičom (1952) ako *vrchnohelv茨ky šlir* a považuje ho za laterálny ekvivalent onkoforových vrstiev.

Obsah peľov je v tomto súvrství pomerné bohatý. Podľa Planderovej (Ondrejíčková—Planderová 1965) hojné sú listnaté dreviny, výtrusné rastliny čeľade *Polypodiaceae* a huby; zriedkavejšie sú tropické výtrusné, hlavne rod *Lygodium* a zástupci čeľade *Gleicheniaceae*; *Taxodiaceae*, hojné v uhoľných slojoch, nahradzujú ihličnaté dreviny rodu *Pinus*. Z listnatých sú najhojnejšie typy čeľade *Cupuliferae*, ďalej *Nyssaceae*, *Carya* a *Myricaceae*.

Z makrofosílií sú výrazne zastúpené pseudosesilné lamelibranchiaty, gastropódy, koraly a ježovky.

## Makrofauna karpatu Ipelskej kotliny

Makrofauna, ktorá je predmetom štúdia tejto práce, pochádza z vrchnej časti karpatu, zo slienitých ílov a slienitých aleuritov, a to z povrchových odkryvov i z vrtov. Zachovanie fosílií je dosť rozmanité. Pravé kalcitové schránky sú sice hojné, ale napr. u pseudosesilných lamelibranchiátov sú veľmi tenké a krehké, takže sa ľahko pri vyberaní z horniny a mechanickej preparácií poškodzujú. Hojné výskyty skulptúrnych a kamenných jadier a ich odtlačkov staňujú druhové určenie; preto počet exemplárov jednotlivých druhov vyjadruje len ich približné zastúpenie.

Pri systematickom zaradovaní použili sme tieto práce: A. Sieber (1955), I. A. Korobkov (1954, 1955) a A. M. Keen (1958).

### Prehľad lokalít s makrofaunou karpatu

Dolné Príbelce\*. Odkryv leží asi 1,1 km na S od severného okraja obce Dolné Príbelce a 250 m S-SZ od kóty 331,4 (4370/5343). Ide o zelenkastosivé, svetlejšie i tmavšie slienité íly lastúrnatého rozpadu, veľmi kompaktné, nevrstevné; na puklinách sú často sfarbené do hrdzava od Fe. Zistila sa tu nasledujúca makrofauna:

#### Lamellibranchiata

<i>Nucula (Nucula) nucleus</i> Linné	3	<i>Lucina wolfi</i> (Hoernes)	12
<i>Nucula (Nucula) sulcata</i> Brn.	1	<i>Loripes (L.) dujardini</i>	
<i>Nucula cf. nitida</i> Sow.	1	(Deshayes)	2
<i>Nucula</i> sp. ind	2	<i>Miltha</i> sp.	
<i>Nucula</i> sp.	4	<i>Kellya (Bornia) geoffroyi</i> (Payraudeau)	2
<i>Nuculana (Lembulus) fragilis</i> (Chemnitz)	50	<i>Erycina (Scacchia) degrangei</i>	
<i>Nuculana subfragilis</i> (Hoern.)	20	Coss.—Peyr.	2
<i>Nuculana (Nuculana) hoernesii</i> Bell.	5	<i>Ventricola (V.) multilamella</i> (Lamarck)	1
<i>Yoldia (Y.) longa</i> Bell.	4	<i>Ervilia pusilla miopusilla</i> Bogsch	10
<i>Yoldia (Y.) glaberrima</i> (Münst.)	2	<i>Spisula (S.) subtruncata triangula</i> (Ren.)	15
<i>Malletia degragei</i> Coss.—Peyr.	50	<i>Spisula (S.) nucleiformis</i> cf. <i>duvergieri</i>	
<i>Malletia</i> sp.	20	(Coss.—Peyr.)	3
<i>Anadara (A.) diluvii</i> (Lamarck)	5	<i>Spisula (Eomactra) basteroti</i> Mayer	5
<i>Pseudamusium denudatum</i> Reuss	vela	<i>Abra (Abra) cf. degrangei</i> (Cossmann)	1
<i>Taras (T.) rotundatus</i> (Montagu)	2	<i>Abra</i> sp.	12
<i>Lucina (L.) borealis</i> (Linnaeus)	3	<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> (Olivii)	5
<i>Cavilucina (Monitilora) michelotti</i> (Mayer)		<i>Laternula fuchsii</i> (Hoernes)	6
	1	<i>Cuspidaria (C.) wolfi</i> (Fuchs)	22

\* Táto lokalita bola vybraná ako faciostratotyp pre neritickú slienito-ílovitú fáciu karpatu (Cicha—Seneš, & a kol.: Chronostratigraphie und Neostratotypen; 1967).

### Gastropoda

<i>Euspira (E.) catena helicina</i> (Brocchi)		<i>Genota (Genota) ramosa</i> (Basterot)	1
<i>Polinices</i> sp.	8	<i>Turricula (Surcula) dimidiata</i>	1
<i>Mitrella (Atilia) falax</i> Hoernes— Auinger	8 4	<i>(Brocchi)</i> <i>Ringicula (Ringiculella) auriculata</i> <i>exilis</i> (Eichwald)	
<i>Fusus ottangensis</i> R. Hoern.	3	<i>Comus (Conolithus) dujardini</i> (Deshayes)	20

### Cephalopoda:

<i>Aturia aturi</i> (Basterot)	8
--------------------------------	---

### Ostatné skupiny

<i>solitérne hexakoraly</i>	velá	<i>rybie šupiny</i>	5
<i>Bryozoa</i> div. gen.	5	<i>rybie otolity</i>	3
<i>ježovky</i> div. gen.	velá	<i>stopy dutín po lezení červov?</i>	
<i>Ditrupa cornea</i> (L.)	10	<i>žraločie zuby (skulp. odťačky)</i>	2
<i>odťačky krabových krunierov</i>	4 úl.		

Pôtor. Asi 2 km S od obce Pôtor, pri ceste do Slovenských Klačian, sú odkryté okrovosivé piesčité ľily až flotívne nespevnené pieskovce v rokline. Keď je piesčitá zložka hojná, hornina je rozpadavá; miestami sú však aj lavice s kompaktnejším flotívým materiálom. Fauna sa vyskytuje viac-menej lumachelovite, najmä v zvetraných, málo pevných polohách, sfarbených od Fe do hrdzava. Materiál schránok je dosť krehký, zvetraný.

### Lamellibranchiata

<i>Nucula (N.) nucleus</i> Linné	4	<i>Chlamys</i> sp.	1
<i>Nuculana (Lembrulus) fragilis</i> (Chemnitz)	?	<i>Ostrea</i> sp.	1
	34	<i>Lucina</i> sp.	1
<i>Nuculana</i> cf. <i>fragilis</i> (Chemnitz)	23	<i>Myrtea spinifera</i> (Montg.)	1
<i>Nuculana (N.) hoernesii</i> Bell.	6	<i>Ervilia</i> sp.	1
<i>Nuculana</i> sp. (? <i>subfragilis</i> Hoernes)	15	<i>Spisula (S.) cf. subtruncata triangula</i>	
<i>Anadara (A.) diluvii</i> (Lamarck)	2	<i>Renieri</i>	7
<i>Limopsis (Pectunculina) anomala</i> <i>cancellata</i> (Micht.)		<i>Spisula</i> sp.	14
<i>Pina pectinata</i> Linné	1	<i>Abra (A.) alba pellucida</i> (Br.)	7
<i>Chlamys malvinae</i> Dub.	1	<i>Tapes</i> sp.	3
	1	<i>Laternula fuchsii</i> (R. Hoernes)	3

### Scaphopoda

<i>Dentalium</i> cf. <i>sexangulum acutangularis</i>		<i>Dentalium</i> cf. <i>vitreum</i> Schröt.
Sacco	1	

Gastropoda

<i>Calliostoma ottangense</i> (R. Hoernes)	10	<i>Conus (Conolithus) cf. dujardini</i> (Desh.)	1
<i>Calliostoma</i> sp.	1		

Cephalopoda

<i>Aturia aturi</i> (Basterot)	3
--------------------------------	---

Iné: solitérne hexakoraly

Vrt MV — 9: asi 600 m JZ od obce Veľký Krtíš, 250 m JV od kóty 297,3 dosiahol hĺbku 38 m. Makrofauna, ktorá sa nachádza v silne piesčitých slieňoch alebo ilovitých drobivých pieskovcoch, sa našla v týchto obzoroch:  
 19—20 m: *Nucula (Nucula) nucleus* Linné 6; *Corbula (Varicorbula) gibba* (Oliv.) 5; ? *Anglus* sp. 1. 24—25 m: ? *Macoma* sp. 1

Vrt MV—10, situovaný medzi Obeckovom a Veľkým Krtíšom, asi 850 m SV od Obeckova, 1100 m JZ od Veľkého Krtíša, 150 m SV od kóty 212,4 dosiahol hĺbku 45 m. Fauna pochádza z ilovitých rozpadavých pieskovcov sivoookrovej farby. 15—17 m: *Nuculana* sp. 3; 17—18 m: *Nuculana* sp. 2; 18—19 m: *Nuculana* sp. 4, ? *Pecten* sp. 1; 26—27 m: *Angulus* sp. 1

Sirákov Lč. 442, Rč. 5. Asi 1 km SZ od obce, 100 m S od kóty 220,2 vychádzajú v potoku vrstvy svetlosivého jemne piesčitého ílu s nasledujúcou makrofaunou.

Lamellibranchiata

<i>Nuculana (Lembulus) fragilis</i>		<i>Lucina</i> sp.	1
Chemnitz	vela	? <i>Erycina</i> sp.	1
<i>Nuculana subfragilis</i> (Hoernes)	vela	<i>Mactra</i> sp.	5
<i>Limopsis cf. anomala cancellata</i> (Micht.)		<i>Angulus</i> sp.	1
<i>Meletia degrangei</i> Coss.—Peyr.	10	<i>Macoma</i> sp.	1
? <i>Astarte</i> sp.	1	iné neurčiteľné lamelibranchiaty	10

Gastropoda:

<i>Daphnella</i> sp.	1	<i>Anachis</i> sp.	2
----------------------	---	--------------------	---

Cephalopoda:

<i>Aturia aturi</i> (Basterot)	1
--------------------------------	---

Scaphopoda:

<i>Dentalium</i> sp.	1
----------------------	---

Iné:

<i>Flabellum</i> sp.	3	<i>Bryozoa</i>	2
----------------------	---	----------------	---

**Širákov II. R — 3:** Umelý odkryv vo viniciach, asi 180 m J od kóty 303,2, vzdialenej asi 1500 m SZ od obce. Ide o strednozrnný pieskovec, pevný, s lupienkami slúdy a zrnkami kremeňa, sfarbený do okrovozelenkava, alebo okrovohrdzava. V pieskovcoch sa nepravidelne hniezdovite, alebo na puklinách vyskytuje zelenosivý, jemne piesčitý íl, ktorý obsahuje makrofaunu s kalcitou, zvetranou škrupinou. Fauna v pieskovcoch tvorí kamenné a skulptúrne jadrá; je druhove i početne veľmi chudobná a nedokonale zachovaná.

#### Lamellibranchiata

<i>Nucula</i> sp.	1	<i>Macoma (Macoma) elliptica</i> (Brocchi)	1
<i>Cardium</i> sp.	4	<i>Corbula (Varicorbula) gibba</i> (Olivier)	4
<i>Lucina</i> sp.	2	<i>iné neurčiteľné lamelibranchiáty</i>	vela
? <i>Tellina</i> sp.	2		

#### Gastropoda

<i>Ringicula (Ringiculella) auriculata exilis</i> (Eichw.)	neurčiteľné drobné gastropódy typu <i>Natica?</i> ( <i>Polinices</i> )	vela
--	--	------

**Ďurkovce:**\* Prirodzený odkryv svetlosivých, jemne piesčitých ílov, asi 300 m SZ od osady Koplalda, v záreze potoka; dá sa sledovať asi v dĺžke 40-ich metrov a hrúbke 60 cm. Hornina má nepravidelnú odlučnosť. Makrofauna s kalcitovou schránkou je pomerne dobre zachovaná.

#### Lamellibranchiata:

<i>Nucula (N.) jeffreysi</i> Bellardi	2	<i>Macoma (M.) elliptica ottnangensis</i>	
<i>Nucula (N.) cf. placentina</i> Lamk.	1	(R. Hoernes)	1
<i>Solemya (S.) doderleini</i> (Mayer)	4	<i>Macoma</i> sp.	2
<i>Lucina</i> sp.		<i>Oudardia compressa</i> (Brocchi)	5
<i>Thyasira (Th.) suborbiculata</i> Cerulli Irelli	4	<i>Tellina (Tellinula) cf. incarnata</i>	
<i>Abra</i> sp.	18	(Linnaeus)	
<i>Abra (A.) alba</i> (Wood)	2	<i>Tellina</i> sp.	2
		neurčiteľné lamelibranchiáty 3 (typy)	5

#### Gastropoda:

<i>Euspira (E.) catena helicina</i> (Brocchi)	18	<i>Ringicula (Ringiculella) auriculata exilis</i> (Eichwald)	
<i>Hinia (Uzita) hoernesi</i> (Mayer)	13 + 17		
<i>Mitrella (Atilia) falax</i> Hoernes —			
Auinger	4	<i>Cephalopoda : Aturia aturi</i> Basterot	1
<i>Conus (Conolithus) dujardini</i>			
Deshayes	1	Iné: rybie šupiny 1, rybí otolit	1

\* Táto lokalita bola vybraná ako faciostratotyp pre neritickú piesčitú fáciu karpatu (Cicha—Seneš & kol.: Die Chronostratigraphie und Neostratotypen etc. in lit.).

Vrt VV — 1 na západ od obce Selany, 370 m ZSZ od Lábodyho pusty, vzdialenej asi 200 m SV od kóty 239,3 dosiahol hĺbku 366 m. Makrofauna sa zachovala len v podobe jadier, pochádza zo sivých, ilovito-piesčitých aleuritov, z týchto obzorov

12—13 m:

<i>Nuculana</i> sp.	3	<i>Flabellum</i> sp.	4
<i>Thracia</i> sp.	1		

15—16 m:

<i>Nuculana (N.) hoernesii</i> Bell.	1	<i>Columbella</i> sp.	1
<i>Nuculana</i> sp.	1	gastropód neurčiteľ. odtlačok	
<i>Ervilia</i> sp.	1	hexakoral	
<i>Corbula</i> sp.	1		

16—17 m:

<i>Flabellum</i> sp.	3		
----------------------	---	--	--

17—18 m:

<i>Nuculana</i> sp. (? <i>fragilis</i> Chemnitz)	3	gastropód neurč.	odtl.
--	---	------------------	-------

18—19 m:

<i>Nuculana</i> sp.	1	<i>Columbella</i> sp.	2
<i>Ervilia</i> sp.	1	<i>Flabellum</i> sp.	2
<i>Polinices</i> sp. 1	1	jedn. korál ind.	1

19—20 m:

<i>Nuculana</i> sp.	3	<i>Lucina</i> cf. <i>wolfi</i> (R. Hoernes)	2
<i>Pitaria</i> sp. ?	1	<i>Lucina</i> sp.	5

20—21 m:

<i>Nucula</i> sp.	1	? <i>Pitaria</i> sp.	2
<i>Loripes</i> cf. <i>dujardini</i> (Desh.)	1	ježovka neg. odtl. 1 úlomok	

23—24 m:

<i>Nuculana</i> sp.	1		
---------------------	---	--	--

25—26 m:

<i>Corbula</i> ( <i>Varicorbula</i> ) <i>gibba</i> (Oliví)	3		
--	---	--	--

Vrt VV — 5 situovaný na východnom okraji obce Ipel'ské Predmostie pri cintoríne, dosiahol hĺbku 247 m. Makrofauna pochádza zo sivých piesčitých ilovecov s piesčitou lamináciou, z týchto obzorov:

## 13—14 m:

<i>Nuculana (N.) subfragilis</i> (R. Hoernes)	2	<i>rybia šupina</i>	1
<i>Columbella</i> sp.	1		

## 16—17 m:

<i>Nuculana subfragilis</i> (R. Hornes)	2	<i>Aturia aturi</i> Basterot	1
---	---	------------------------------	---

## 24—25 m:

? <i>Vaginella</i> sp.	1	<i>neurčitelné gastropódy</i>	1
------------------------	---	-------------------------------	---

## 27—28 m:

<i>Nuculana (N.) subfragilis</i> (Hoernes)	10	<i>Turritella</i> sp.	1
<i>Nuculana (N.) cf. fragilis</i> (Chemn)	8	<i>Genota (G.) ramosa</i> (Basterot)	1
<i>Codockia</i> cf. <i>haidingeri</i> (Hoernes)	1	<i>Aturia aturi</i> (Basterot)	1
<i>Turris annae</i> Hoernes—Auinger.	1	<i>Dentalium</i> sp.	1
<i>Turris</i> sp.	1	<i>Ditrupa cf. cornea</i> (Linn.)	1

## 28—29 m:

<i>Nuculana (N.) fragilis</i> (Chemn.)	5	<i>Turris annae</i> Hoernes — Auinger	1
<i>Nuculana</i> sp.		<i>neurč. gastropódy typu A, B</i>	2
<i>Columbella</i> sp.		<i>Ditrupa</i> sp.	2

## 30—31 m:

<i>Nuculana</i> sp. (? <i>subfragilis</i> Hoernes)	2	<i>Turritella</i> sp.	3
? <i>Anomia</i> sp.	1	<i>Ringicula</i> sp.	
? <i>Abra</i> sp.	1	? <i>Natica</i> sp.	
<i>Clithon (Vitoclithon) pictus</i> (Fér.)	1		

## 32—33 m:

<i>Abra</i> sp.	1	<i>Turritella ex gr. turris</i> Bast.	1
<i>Crucibulum</i> sp.	1	<i>Turritella</i> sp.	1
<i>Clithon (Vitoclithon) pictus</i> (Fér.)	5		

## 34—35 m:

<i>Laevicardium (L.) cyprium</i> (Brocchi)	1	<i>Aturia aturi</i> (Basterot)	1
--	---	--------------------------------	---

## 38—39 m:

<i>Nuculana (N.) subfragilis</i> (Hoernes)	1	<i>Ervilia cf. pusilla miopusilla</i> Boggsch	1
<i>Ventricola (V.) multilamella</i> (Lamarck)	1	<i>Vaginella</i> sp.	1

Tešmak I. — ryha asi 500 m VSV od Wollnerovej pusty a 700 m V od kóty 191,4. Fauna s chudobným zastúpením druhov pochádza z jemne piesčitých aleuritických ťlov bielosivej a okrovosivej farby. Kalcitová schránka je značne zvetraná a pri preparácii sa ľahko rozpadáva.

**Lamellibranchiata:**

<i>Nuculana (Jupiteria) pygmea</i> (Münster)	<i>Lucina</i> sp.	5
<i>Nucula (N.) jeffreysi</i> (Bellardi)	1 <i>Linga (Bellucina) agassizi</i> (Micht.)	
<i>Anadara (A.) diluvii</i> (Lamarck)	2 <i>Abra</i> typ X	20
<i>Anadara</i> sp.	1 neurčiteľné formy typu:	
<i>Anodontia fragilis</i> Philippi	1 <i>Tellina, Angulus, Abra, Ervilia,</i> 1 + 1 neg. <i>Corbula</i>	37

**Gastropoda:**

<i>Euspira (E.) catena helicina</i> (Brocchi)	1 <i>Nassa</i> sp.
---	--------------------

**Scaphopoda:**

<i>Dentalium</i> sp.	2
----------------------	---

Iné skupiny:	<i>Bryozoa</i>	1
--------------	----------------	---

**Biotop fauny**

Najcharakteristickejšími druhmi na väčšine lokalít sú mäkkýše, a to hlavne pseudosesilné lamelibranchiáty čelade: *Ledidae*, *Nuculidae*, *Lucinidae*. Sesilný bentos reprezentujú koraly, vagilný bentos gastropódy a lamelibranchiáty. Lamelibranchiáty majú na všetkých študovaných lokalitách približne rovnaký charakter, najmä pokiaľ ide o spôsob života, požiadavky na substrát, slanost vody, aeráciu a pod. Rozdiely sú len v zastúpení iných skupín, najmä koralov, hladkých pekteníd, dentalií, ježoviek a planktonu.

Najbohatšia lokalita sú Dolné Príbelce (L-412), kde sú prítomní zástupci pseudosesilných lamelibranchiátov, vagilného i sesilného bentisu. Najhodnejší z lamelibranchiátov je druh *Pseudamussium denudatum*, ako aj koraly a zástupci ježoviek. Všetky tieto formy udávajú charakter celej biocenózy. Z literatúry vieme, že druh *Pseudamussium denudatum* vyskytuje sa v neritických až abysálnych hĺbkach s piesčito-flovitým a flovitým substrátom v normálne slanej morskej vode. Rovnaké nároky majú aj zástupci koralov a ježoviek. Z ostatných fosílií najdeme druhy, ktoré sa vyskytujú i recentne.

Tak *Nucula nucleus* obýva hĺbky litorálne až abysálne (Paulus—Mars 1942); *Nucula nitida* (Walther 1893) vyskytuje sa do hĺbky 54 m. Obidva druhy sú viazané na substrát flovitý, flovito-piesčitý i klasticko-pieskovcový, v normálne slanej morskej vode. Zniženie slanosti znášajú najviac do 25—28 ‰.

Druh *Nuculana fragilis*, ktorý je na lokalite dosť početný, obýva hlavne vody Atlantického a Stredozemného mora, je prísne stenohalinný, zniženie slanosti znáša najviac do 28 ‰. Walther (1893) udáva jeho hĺbkové rozpätie 73—218 m, Paulus—Mars (1942) do 60 m. To znamená, že v miernych a subtropických vodách môže obývať hĺbky od 20—200 m, lebo vyhľadáva

studenejšie vody, v Severnom mori i plynšie. Tento druh žije pseudosesilným spôsobom života, zahrabáva sa do flotitového i piesčitého podkladu; keď má dostatočné množstvo detritu, obýva aj skalnaté a štrkovité úseky (Paulus—Mars 1942). Lahko sa prispôsobuje zlej aeráciu (Da vitašvili 1943).

Druh *Anadara* (*Anadara*) *diluvii* žije v subtropických moriach v litorále zriedkavo, najčastejšie v sublitorále a v plynkom neritiku; ojedinele sa dostane i do batyálnych hlbok. Obľubuje flotito-piesčitý a piesčitý podklad, znesie však aj bahnité dno a zlú aeráciu. Žije v normálne slanom morskom prostredí.

Druh *Taras rotundatus* má hlbkový diapozón 10—50 m (Walter 1893).

Druh *Lucina* (*Lucina*) *borealis* žije bežne v hlbke 3—60 m, ojedinele i v hlbkach abysálnych; obľubuje piesčité a skalnaté dno, znesie zníženie slanosti až na 16—15 ‰ a nie je citlivý na aeráciu.

*Ventricola* (*Ventricola*) *multilamella* žije v Stredozemnom mori v hlbke 500—700 m (Paulus—Mars 1942), avšak vo fosílnych spoločenstvách nachádzame ho často v sprievode druhov obývajúcich laminár a neritik. Nenašiel sa zatiaľ v spoločenstvách so zníženou salinitou; preto predpokladáme, že je stenohalinný. Obľubuje piesčitý i piesčito-flotitový substrát.

*Spisula* (*Spisula*) *subtruncata triangula* sa viaže na flotitový a piesčitý podklad v sublitorálnej a neritickej hlbke; podla Walthera (1893) druh *Mactra triangula* žije v hlbke 14—36 m. Tento druh nie je zrejme veľmi citlivý na zníženie slanosti a aeráciu.

*Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* je druh eurybiotný; nachádza sa v spoločenstvách v hlbke sublitorálnej, neritickej i abysálnej a batyálnej. Walther (1893) uvádza hlbkový diapozón tohto druhu 9—2698 m. Viaže sa na substrát najčastejšie flotito-piesčitý, znáša značné zníženie slanosti; žije v prúdoch Bosporu i v brackických vodách pri Marseille (Paulus—Mars 1942). Na zmeny temperatúry tiež nie je veľmi citlivý.

*Ringicula* (*Ringicula*) *auriculata* obýva podla Walthera (1893) hlbky od 7—109 m. Obľubuje najčastejšie jemný, flotitový alebo flotito-piesčitý substrát.

*Euspira* (*Euspira*) *catena* žije na pobreží Stredozemného mora a Atlantického oceánu, najčastejšie na piesčitom dne v kľudnej litorálnej zóne. Je však známy aj zo spoločenstiev zóny neritickej (ottnangský šlir) a batyálnej (Mecsek). Nenachádzame ho v prostredí so zníženou slanosťou, preto usudzujeme na jeho stenohalinnosť.

Z fosílií lokality Dolné Príbelce nie sú v recente zastúpení predstavitelia troch dosť početných skupín: *Corbiculidae*, *Tellinidae* a *Cuspidariidae*. Pre druhy rodu *Abra* z prvej čelade pokusíme sa rekonštruovať životné podmienky podla dnes žijúcich druhov v Stredozemnom mori a v Atlantickom oceáne. Podla Paulusa—Marsa (1941) a Walthera (1893) sú to značne eurybiotné formy. Napr. *Abra alba* žije od hlbky sublitorálnej až do hlbokého neritika a batyálu (600 m; Möbius 1877). Niektoré druhy tejto skupiny sú stenohalinné,

ale väčšina z nich znáša aj značné výkyvy slanosti. Kedže žijú pseudosesilným spôsobom, obľubujú najradšej mäkký substrát.

Zástupci čelade *Tellinidae* nie sú veľmi eurybátni; skoro každý predstaviteľ tejto skupiny má svoje špecifické požiadavky bud na hĺbku, temperatúru, alebo substrát. Je preto veľmi fažko zovšeobecňovať. Najväčšia skupina tellínid dnes žijúcich v európskych moriach je plytkovodná, stenohalinná a steno-termná (*Angulus nitidus* Poli, *Angulus planatus* Linné). Niektoré druhy siahajú aj do hlbšej neritickej zóny (*Tellina serrata*, *Macoma elliptica*, *Ondardia compressa*, *Telina baltica* a pod.) a sú viazané na ilovitý, alebo piesčitý substrát.

Predstaviteľia čelade *Cuspidariidae* sú zaujímací hlavne spôsobom získania potravy. Sú to dravce; zahrabávajú sa do mäkkého podkladu a môžu prekonáť prechodne aj zlú aeráciu. Obývajú moria s normálnou slanostou, dalej od brehu (od 18—25 m, väčšinou od 50 m až do alysálu; Merklin 1950).

Z rozboru vyplýva, že biotop na lokalite Dolné Príbelce pozostáva prevažne z druhov, ktorých bežnou požiadavkou životného prostredia sú: jemný piesčito-ilovitý podklad takej konsistencie, do ktorého sa môžu pseudosesilné druhy ľahko zahrabávať, ale ktorý nie je natoľko mäkký, žeby pohyb vody alebo živočíchov spôsobil jej zakalenie (bahnité mäkké dno by vylučovalo prítomnosť koralov). Slanost morského prostredia bola normálna, aerácia dobrá. Súdiac z hlbkového diapozónu jednotlivých druhov, sedimentácia prebiehala v hlbšej neritickej zóne.

Lokality Pôtor, Širákov 442 a vrt VV-1 obsahujú faunu pseudosesilných lamelibranchiatov; v malom počte sú zastúpené *Gastropoda*, *Scaphopoda* (Pôtor, Širákov) a koraly. Na lokalite Pôtor sa našla aj *Ostrea* sp. juv. a *Chlamys malvinae* Dub., *Limopsis anomala cancellata* (Micht.) a *Pina pectinata* Linné. Na lokalite Ďurkovce 499, Tešmak a vo vrte VV-5 sa našli len zástupci pseudosesilného a vagilného bentosu, reprezentovaní čeladou *Ledidae*, *Nuculidae*, *Tellinidae*, *Lucinidae*, dalej druhmi rodov: *Polinices*, *Nassa*, *Columbella*, *Pleurotoma*, *Turritella* (posledné len vo vrte VV-5).

Pre všetky tieto bentosné formy (infauny i epifauny) je veľmi dôležitým ekologickým faktorom substrát, najmä jeho konsistencia. Živočích v ňom býval zahrabaný, pripevnený alebo sa pohyboval po povrchu. Pre zahrabavajúce sa živočíchy musel byť substrát dostatočne mäkký (ilovitý, ilovito-piesčitý i piesčitý; napr. lokality: Dolné Príbelce, Pôtor), bez ohľadu na hĺbku sedimentačného prostredia. Sesilný bentos (koraly) potrebuje pevnnejší podklad, aby sa mohol stabilne prichytiť a aby voda pri silnejších prúdeniach nezanesla pory alebo iné dôležité ústroje organizmu. Rozdiely medzi tvrdším a mäkším substrátom na rozlíšenie jednotlivých biotopov nám najlepšie ilustrujú lokality s rovnakým petrografickým charakterom substrátu a s faunou nárokujucou obdobný substrát; pritom jedna faunistická asociácia obsahuje

sesilný bentos, druhá nie (napr. Dolné Príbelce — Ďurkovce); alebo naopak, bioasociácie žijúce na petrograficky rozdielnych substrátoch s rovnakým faunistickým spoločenstvom (Pôtor a Širákov I).

Ďalším dôležitým ekologickým faktorom je *hlbka*. Hlbkový diapozón niektorých druhov pseudosesilného i vagilného bentosu sa pohybuje od litorálu po neritik, batyál a abysál. Pre nás sú však najdôležitejšie s najhlbšou hornou hranicou výskytu. Také sú v našich spoločenstvách druhy *Pseudamussium denudatum* a koraly, ktorých horná hranica výskytu je v neritiku.

Keby sme ako kritérium zobrali pre spodnú hranicu najvrchnejší výskyt druhu *Pseudamussium denudatum* a koraly, najväčšia hlbka sedimentácie by bola na lokalite Dolné Príbelce L-412. Približne v tej istej, alebo menšej hlbke usadzovali sa vrstvy lokalít Pôtor, Širákov I, L-422 a vrstvy vrtu VV-1. Na rozlíšenie hlbšieho a plýtšieho neritika nemáme zatiaľ žiadne kritériá vo fosílnych spoločenstvách. Za najplýtšiu zo študovaných lokalít považujem sedimentáciu z lokalít Ďurkovce L-499, Tešmak I a vrstvy vrtu VV-5. Bioasociácie posledných lokalít môžu však byť z hlbky neritickej i sublitorálnej, afytálnej. Neúplné a problematické asociácie z vrtu MV-9, MV-10 a lokality Širákov II- R-3, priradujem podľa charakteru fauny k druhej podskupine.

V „šlívových“ sedimentoch študovanej oblasti môžeme teda rozlísiť dve základné hlbkové pásma: I. Dolné Príbelce — najhlbšie; Pôtor, Širákov I, vrt VV-1 (MV-9, MV-10, Širákov II) o niečo plýtšie; II. Ďurkovce 499, Tešmak R-3. vrt VV-5, najplýtšie.

### Stratigrafické a zemepisné rozšírenie jednotlivých druhov

V tejto stati uvádzam stratigrafickú hodnotu a bioprovincionálne rozšírenie len druhov presne určených. Kedže fauna sa často zachovala len v podobe úlomkov alebo jadier a nedala sa presne určiť, je zoznam druhov použitých pre stratigrafické účely veľmi obmedzený. Aby som sa vyhla opakovaniu druhov, vyskytujúcich sa na viacerých lokalitách, uvádzam zoznam druhov zo všetkých lokalít súhrnné podľa ich systematickej hodnoty (Thiele 1929; Korobkov 1954, 1955; Sieber 1959).

<i>Nucula (N.) nucleus</i> Linné
<i>Nucula (N.) jeffreysi</i> Bellardi
<i>Nucula (N.) sulcata</i> Brn.
<i>Nuculana (Lembulus) fragilis</i> Chemnitz
<i>Nuculana subfragilis</i> (Hoernes)
<i>Nuculana (N.) hoernesii</i> (Bellardi)
<i>Yoldia (Y.) longa</i> Bellardi
<i>Yoldia (Y.) glaberrima</i> (Münsten)
<i>Solemya (S.) doderleini</i> May
<i>Malletia degrrangei</i> Coss.—Pey.

<i>Anadara (A.) diluvii</i> (Lamarck)
<i>Limopsis (Pectunculina) anomala cancellata</i> (Micht.)
<i>Pina pectinata</i> Linné
<i>Pseudamussium denudatum</i> Reuss
<i>Chlamys malvinae</i> Dub.
<i>Taras (T.) rotundatus</i> (Montg.)
<i>Kellya (Bormia) geoffroyi</i> Payraudeau
<i>Thyasira (T.) suborbiculata</i> Cerulli—Irelli
<i>Linga (Bellucina) agassizi</i> (Micht.)

<i>Codockia</i> cf. <i>haidingeri</i> (Hoernes)	<i>Laternula fuchsi</i> Hoernes
<i>Loripes</i> (L.) <i>dujardini</i> Desh.	<i>Cuspidaria wolfi</i> (Fuchs)
<i>Lucina</i> (L.) <i>borealis</i> Linné	<i>Corbula</i> ( <i>Varicorbula</i> ) <i>gibba</i> (Olivi)
<i>Lucina wolfi</i> (Hoernes)	<i>Dentalium</i> (D.) <i>sexangulum acutangularis</i>
<i>Myrtea spinifera</i> (Montg.)	Sacco
<i>Cavilucina</i> ( <i>Monitilora</i> ) <i>michelotti</i> Mayer	<i>Dentalium</i> (D.) cf. <i>vitreum</i> Schröt.
<i>Erycina</i> ( <i>Scacchia</i> ) <i>degrangei</i> Coss.—	<i>Calliostoma ottangense</i> (Hoernes)
Peyrot	<i>Clithon</i> ( <i>Vitocliton</i> ) <i>pictus</i> (Fér.)
<i>Laevicardium</i> (L.) <i>cyprium</i> (Brocchi)	<i>Turritella</i> ( <i>Haustator</i> ) <i>turris</i> Basterot
<i>Ventricosa</i> (V.) <i>multilamella</i> Lamarck	<i>Euspira catena helicina</i> (Brocchi)
<i>Ervilia pusilla</i> miopusilla Bogsch	<i>Mitrella</i> ( <i>Atilia</i> ) <i>falax</i> Hoernes—Auin-
<i>Spisula</i> (S.) <i>subtruncata triangula</i> Ren.	ger
<i>Spisula</i> (S.) <i>nucleiformis</i> cf. <i>duvergieri</i>	<i>Hinia</i> ( <i>Uzita</i> ) <i>hoernesi</i> (Mayer)
(Coss. — Peyr.)	<i>Fusus ottangensis</i> Hoernes
<i>Spisula</i> ( <i>Eomactra</i> ) <i>basteroti</i> Mayer	<i>Turris annae</i> Hoernes—Auinger
<i>Abra</i> (A.) cf. <i>degrangei</i> (Coss.)	<i>Genota</i> (G.) <i>ramosa</i> (Basterot)
<i>Abra</i> (A.) <i>alba pellucida</i> (Br.)	<i>Vexillum</i> ( <i>Surcula</i> ) <i>dimidiata</i> Brocchi
<i>Macoma</i> (M.) <i>elliptica</i> Brocchi	<i>Conus</i> ( <i>Conolithus</i> ) <i>dujardini</i> (Desh.)
<i>Macoma</i> (M.) <i>ottangensis</i> (Hoernes R.)	<i>Ringicula</i> ( <i>Ringiculella</i> ) <i>auriculata exilis</i>
<i>Tellina</i> ( <i>Tellinula</i> ) cf. <i>incarnata</i> Linné	(Eichwald)
<i>Oudardia compressa</i> (Brocchi)	<i>Aturia aturi</i> (Basterot)

*Nucula* (*Nucula*) *nucleus* Linné je kozmopolitný druh; prvý raz sa objavuje vo vrstvách (?) chatu v Holandsku (Heering 1942) a v akvitáne Bavorška (Hagn—Hölzl 1952), teda v severskej a transeurópskej bioprovincii. V burdigale a helvete siaha i do atlantickej bioprovincie (Cossman—Peyrot 1913; Dollfus—Dautzemberg 1913), v tortone do mediteránu (Dalloni 1913; Chavan 1950; Sacco 1901); v pliocéne a pleistocéne je už rozšírený vo všetkých morských bioprovinciach Európy a Severnej Afriky. Recentne žije v Atlantickom oceáne od Grónska po Azorské ostrovy ako aj v Stredozemnom mori.

*Nucula* (*Nucula*) *jeffreysi* Bellardi sa uvádza v literatúre z miocénu atlantickej bioprovinncie z Akvitánskej panvy, z burdigalu lok. Saubriges (Cossman—Peyrot 1912), z miocénu severskej bioprovincie v Belgicku, z anversie nu v Nemecku z lok. Hemmoor, v Dánsku z arnamskej formácie, v mediteránnej bioprovincii z Talianska (piacenziano, astiano).

Druh *Nucula* (*Nucula*) *sułcata* Bronn. sa spomína z mediteránnej bioprovincie od helvétu do pliocénu (Sacco 1898; Cerulli Irelli 1906) a tortónu extrakarpatskej depresie (Friedberg 1936). Dnes žije v hlbokých vodách Atlantického oceánu a v Stredozemnom mori.

Druh *Malletia degrangei* Coss.—Peyrot popísali Cossman & Peyrot (1913) z Akvitánskej panvy, z lokality St. Etienne—D'Orthe, ktorej pripisujú helvétsky vek.

Druh *Nuculana* (*Lembulus*) *fragilis* Chemnitz poznáme z burdigalu v transeurópskej bioprovinncii (Seneš 1952; Koch 1900), z helvétu a tortónu

atlantickej bioprovincie (Cossman—Peyrot 1913; Dollfus—Dauzenberg, 1913) a mediteránnej (Hagn—Hölzl 1952; M. Hörnes 1870; Seneš 1950; Czepreghy—Meznerics 1953; Bogsch 1936; Kochanský 1944; Koljumdžieva—Strašimirov 1960); z pliocénu a pleistocénu mediteránnej bioprovincie ho uvádza Sacco (1898); Cerulli—Irelli (1907). Recentne sa vyskytuje v Atlantickom oceáne a v Stredozemnom mori.

Druh *Nuculana subfragilis* Hörnes sa uvádza z transeurópskej bioprovincie z lokality Ottnang, jej variety aj z krymo-kaukazskej oblasti tortónu (Merklin 1950; Koljumdžieva—Strašimirov 1960).

*Nuculana (Nuculana) hörnesi* Bellardi je známa z transeurópskej bioprovincie z helvétu a tortónu (R. Hörnes 1875; M. Hörnes 1870; Czepreghy—Meznerics 1950; Koljumdžieva—Strašimirov 1960) a z pliocénu mediteránnej bioprovincie (Sacco 1898).

*Yoldia (Yoldia) longa* Bellardi je známa v mediteránnej bioprovincii z elveziana, tortoniana, piacenziana (Sacco 1898), v transeurópskej bioprovincii z helvétu a tortónu (M. Hörnes 1870; Koljumdžieva—Strašimirov 1960), v atlantickej bioprovincii z burdigalu a helvetu (Cossman—Peyrot 1913).

Druh *Yoldia (Yoldia) glaberrima* (Münster) je známy v severnej bioprovincii, z vrchného oligocénu a stredného miocénu severného Nemecka (Ravn 1907; Kautsky 1925) a z miocénu Belgicka a Dánska (Gliebert 1945; Sorgenfrei 1958): klintinghovedské vrstvy, arnumská a gramská formácia — spodný, stredný a vrchný miocén Dánska.

*Solemya (Solemya) doderleini* Mayer sa spomína z helvétu a tortónu transeurópskej bioprovincie (M. Hörnes 1870; R. Hörnes 1875; Friedberg 1934), z langhiana a elveziana mediteránnej bioprovincie (Sacco 1898).

Druh *Anadara (Anadara) diluvii* Lamarck sa (okrem problematických nálezísk oligocénu) bezpečne zistil v akvitáne transeurópskej bioprovincie (Roth 1914; Seneš 1952); v burdigale je už známy aj v bioprovincii mediteránnej (Seneš 1958), v helvéte a tortóne vo všetkých európskych bioprovinciach a v krymsko-kaukazskej oblasti. V pliocéne a pleistocéne je známy i v oblasti mediteránnej (Sacco 1898; Malaroda 1955) a recentne žije v Atlantickom oceáne, v Stredozemnom a Čiernom mori.

*Limopsis (Pectunculina) anomala cancellata* (Micht.) a jeho varietu uvádza Sacco (1898) z elveziana z lokalít Colli torinesi, Scidze, Albungnano.

*Pina pectinata* Linné je zemepisne a stratigraficky značne rozšírená od akvitánu po recent; vyskytuje sa počas miocénu vo všetkých európskych bioprovinciach. Dnes žije v Atlantickom oceáne a Stredozemnom mori.

Druh *Pseudamussium denudatum* Reuss je typickou formou šlívových sedimentov; vyskytuje sa takmer v celom miocéne (Kautsky 1925; Sacco 1901; Seneš 1950; Kochanský 1944; R. Hörnes, 1875; Friedberg 1930).

Druh *Chlamys malvinae* Dub. sa najčastejšie spomína z tortónu transeurópskej bioprovincie — z extrakarpatskej oblasti, z Viedenskej panvy (Steinabrunn, Vöslau, Gainfahren); z mediteránnej provincie talianského helvétu ho uvádza Sacco, z helvétu intrakarpatskej depresie Seneš (1950).

*Taras (Taras) rotundatus* je známy už v oligocéne mediteránnej bioprovincie (Sacco 1901), ale hlavne z miocénu (akvitán—tortón) všetkých európskych bioprovincií. V transeurópskej bioprovincii sa vyskytuje v mimoalpskej a vnútroalpskej panve, v intrakarpatskej depresii (Seneš 1950), v drávo-sávskej depresii (Kochanský 1944) a transylvánskej panve. V pliocéne je známy z Talianska, Maroka, Holandska a zo severného Nemecka. Recentne žije v Atlantickom oceáne a v Stredozemnom mori.

Druh *Thyasira (Thyasira) suborbiculata* Cerulli — Irelli bol popísaný z talianského pliocénu od Monte Mario (Farnezina sabbie gialle).

*Linga (Bellucina) agassizi* sa vyskytuje v atlantickej bioprovincii v burdigale, helvéte a tortóne (Cossman—Peyrot 1912; Dollfus—Dautzenberg 1909), v mediteránnej bioprovincii v elveziane a tortoniane (Sacco 1901) a v transeurópskej bioprovincii — vo Viedenskej panve — v tortóne (Hörnes 1870); v panónskej panve (Czepreghy—Meznerics 1956; Bogsch 1936) a na južnom Slovensku (Seneš 1950) je známa z tortónu.

*Loripes (Loripes) dujardini* Desh. vyskytuje sa v atlantickej bioprovincii v akvitáne, burdigale a helvéte (Dollfus—Dautzenberg 1909; Cossman—Peyrot 1912); v transeurópskej bioprovincii je známy z ottnangského šlíru, ďalej z tortónu Viedenskej panvy, v Maďarsku z helvétu a tortónu, v Polsku z tortónu a sarmatu (Friedberg 1936), z karpatu južného Slovenska (Seneš 1950) a pod.

Druh *Kellya geoffroyi* uvádzajú Dollfus—Dautzenberg (1909) z helvétu Loirskej panvy, Sacco z talianského piacenziana a astiana. Recentne žije v Stredozemnom mori.

*Lucina (Lucina) borealis* Linné je známa v severskej bioprovincii už v rupeľi; v priebehu miocénu rozšírila sa do všetkých európskych bioprovincií. V transeurópskej bioprovincii je známa z akvitánu, v intrakarpatskej depresii (Horuszitsky 1930; Seneš 1950) z burdigalu intrakarpatskej depresie a Transylvanska (Koch 1900), v helvéte mimoalpskej a vnútroalpskej panve, v intrakarpatskej a drávo-sávskej depresii. Recentne žije v Severnom a Stredozemnom mori a v Atlantickom oceáne.

Druh *Lucina wolffii* (R. Hörnes) je okrem ottnangského šlíru, odkiaľ bol prvý raz popísaný, známy v transeurópskej bioprovincii z karpatu južného Slovenska (Seneš 1950), v pohorí Cserhát (Noszky 1940) a v okolí Salgótarjánu (Meznerics 1951).

Druh *Myrtea (Myrtea) spinifera* (Montg.) je známy z helvétu atlantickej bioprovincie (Dollfus—Dautzenberg 1909), v mediteránnej bioprovincii

od helvétu po pliocén (Sacco 1901), v transeurópskej bioprovincii najčastejšie z tortónu (M. Hörnes 1865; Friedberg 1934; Czepreghy—Meznerics 1956; Seneš 1950). Recentne žije v Atlantickom oceáne a v Stredozemnom mori.

*Carilucina (Monitilora) michelotti* je známa z burdigalu a helvétu atlanticej bioprovincie (Cossman—Peyrot 1912; Dollfus—Dautzenberg 1909), mediteránnej (Sacco 1901), a transeurópskej bioprovincie; z akvitánu, burdigalu a tortónu intrakarpatskej depresie (Seneš 1950, 1958; Ondrejíčková—Váňová 1958); v panónskej panve (Noszky 1940) a dravo-sávskej depresii z tortónu (Korelenská 1944).

Druh *Erycina (Scacchia) degrangei* Coss.—Peyrot sa v atlantickej (Cossmann—Peyrot 1911) a v severskej bioprovincii (Kautsky 1925) vyskytuje v helvéte, ako aj v strednom miocéne Dánska (Sorgenfrei 1958).

Druh *Laevicardium (Laevicardium) cyprium* je známy už zo stredného oligocénu severskej bioprovincie, kde siahal až do stredného miocénu (Ravn 1901; Kautsky 1925); v atlantickej bioprovincii sa vyskytuje v tortóne (Cossmann—Peyrot 1909, 1912), v mediteránnej v helvéte, tortóne a pliocéne (Sacco 1901) a v transeurópskej bioprovincii vo Viedenskej panve.

Druh *Ventricola (Ventricola) multilamella* Lamarck má svoj pôvod už v oligocéne (tongriano; Sacco 1901), ale optimálne rozšírenie dosiahlo v miocéne, kedy sa rozšíril do všetkých európskych bioprovincií. V transeurópskej bioprovincii ho poznáme už od akvitánu (Hagn—Hölzl 1952), v burdigale (Schaffer 1910; Ondrejíčková—Vaňová 1958; Koch 1900), v helvéte vo Viedenskej panve, v tortóne južného Slovenska (Seneš 1950), v Madarsku (Bogsch 1936; Czepreghy—Meznerics 1956) a v transylvanskej panve (Koch 1900; Moisescu 1955). Recentne sa vyskytuje v Atlantickom oceáne a v Stredozemnom mori.

*Ervilia pusilla* Phillipi je známa z miocénu atlantickej bioprovincie (akvitán, burdigal, helvét; Cossmann—Peyrot 1909), v mediteránnej z elveziana (Sacco 1901), v severskej z helvétu (Kautsky 1925), v Belgicku z anversienu (Gliebert 1945) a zo stredného miocénu Dánska (Sorgenfrei 1958); v transeurópskej bioprovincii je známa z burdigalu, helvétu, tortónu dravosávskej depresie (Kochanský 1944), v helvéte a tortóne z Viedenskej panvy (Hörnes 1870).

*Spisula (Spisula) subtruncata triangula* Da Costa začína v oligocéne severskej bioprovincie (Görges 1952; Ravn 1907; Heering 1944); odtiaľ sa rozšírila v miocéne takmer do celej Európy; v pliocéne a pleistocéne žije v južnej Európe, v Anglicku a Dánsku, v transeurópskej bioprovincii od akvitánu do tortónu (južné Slovensko, severné Madarsko, Viedenská panva, Transylvания, Poľsko).

Varietu druhu *Spisula (Spisula) nucleiformis duvergieri* (Coss.) popísal Cossman (1912) z helvétu (Salles—Minoy) atlantickej bioprovincie.

*Spisula (Eomactra) basteroti* Mayer uvádzajú Cossmann—Peyrot (1912) z akvitánu, burdigalu a helvétu atlantickej bioprovincie (Sacco 1901), z tortónu mediteránnej bioprovincie; v transeurópskej bioprovincii sa spomína z helvétu a tortónu (M. Hörnes 1870).

Varietu druhu *Abra (Abra) alba pellucida* (Br.) uvádza Sacco (1901) z tortoniana a piacenziana Taliánska.

*Abra (Abra) degrangei* (Coss.) uvádza Cossmann (1912) z burdigalu a helvétu atlantickej bioprovincie.

*Macoma (Macoma) elliptica* (Brocchi) je popísaná z oligocénu, miocénu a pliocénu mediteránnej bioprovincie (Sacco 1901); v atlantickej bioprovincii sa uvádza z helvétu a tortónu (Cossmann 1912), v severskej z anversienu Belgicka (Gliebert 1945) a v transeurópskej z akvitánu a burdigalu (Ondrejíčková—Vaňová 1958), v drávo-sávskej depresii z tortónu (Kochanský 1944).

Varietu druhu *Macoma (Macoma) elliptica ottnangensis* (R. Hörnes) uvádza R. Hörnes z helvétu (s. s.) ottnangského šlíru.

*Oudardia compressa* Brocchi je známa z helvétu Akvitánskej panvy (lok. Salles; Cossmann—Peyrot 1909) a z tortónu Viedenskej panvy (lok. Kienberg; M. Hörnes 1870).

*Laternula fuchi* (R. Hörnes) bola popísaná z ottnangského šlíru, z helvétu drávo-sávskej depresie a južného Slovenska.

*Cuspidaria (Cuspidaria) wolfi* (Fuchs) sa spomína z burdigalu lok. Haal a z helvétu drávo-sávskej depresie (Kochanský 1944; autorka uvádza tento druh určený cf.).

Druh *Corbula (Varicorbula) gibba* (Oliv.) poznáme z latorfu severskej bioprovincie (Holandsko, severné Nemecko), odkiaľ sa veľmi rýchle rozšíril v rupeli do Bavorska, Belgicka, Anglicka, Holandska, Švajčiarska, Maďarska a Taliánska. V miocéne je známy zo severskej bioprovincie v akvitáne, burdigale a helvéte, z atlantickej v helvéte, tortóne, pliocéne a v pleistocéne, z mediteránnej od burdigalu po pleistocén, z transeurópskej bioprovincie od akvitánu po tortón (Seneš 1958). Recentne žije v Atlantickom oceáne, v Stredozemnom, Severnom a Baltickom mori.

*Calliostoma ottnangense* (R. Hörnes) je známa z ottnangského šlíru.

Druh *Clithon (Vittoclinion) picta* (Fér.) sa spomína z oligocénu severskej bioprovincie (Wolf 1897); ale prvé bezpečné výskyty sú až od akvitánu z bioprovincie transeurópskej, kde sa vyskytoval na rôznych lokalitách až do sarmatu. Hromadne sa vyskytuje vo vrstvach so zníženou salinitou.

Druh *Euspira (Euspira) catena helicina* (Brocchi) je známy z burdigalu, helvétu a tortónu. Vyskytuje sa v Západnej Európe vo Viedenskej panve, v intrakarpatskej oblasti, extrakarpatskej oblasti a v drávo-sávskej depresii.

*Mitrella (Atilia) falax* Hörnes—Auinger je najviac rozšírená v tortóne Viedenskej panvy, Sedmohradska a extrakarpatskej oblasti (Friedberg 1901).

Druh *Hinia (Uzita) hörnisi* Mayer je charakteristická forma terciéru. R. Hörnes (1876) uvádza podrobné zemepisné rozšírenie okrem Viedenskej panvy (Steinabrunn, Baden) zo Sedmohradska a mediteránnej bioprovíncie (Meznerics 1950), z tortónu a helvétu Maďarska.

Druh *Fusus ottangensis* (R Hörnes) je známy z ottangského šlŕu.

*Turris annae* R. Hörnes—Auinger sa spomína z tortónu Viedenskej panvy, Sedmohradska a Maďarska a z helvétu SZ Nemecka.

*Genota (Genota) ramosa* (Basterot) je častá v tortóne Viedenskej panvy, v burdigale a tortóne intrakarpatskej oblasti, v burdigale a helvéte západnej Európy, v helvéte Talianska, v spodnom, strednom a vrchnom miocéne severného Nemecka, Holandska, v bolderiene a anversiene Belgicka.

Druh *Vexillum (Surcula) dimidiata* Brocchi je popísaný z helvétu a tortónu Viedenskej panvy (M. Hörnes 1856; R. Hörnes 1875), z maďarského a talianského miocénu.

Druh *Conus (Conolithus) dujardini* Deshayes je v miocéne veľmi rozšírený. Vyskytuje sa od akvitánu do tortónu v bioprovincii atlantickej, severskej, mediteránnej i transeurópskej (Seneš 1950; Kochanský 1944; Moisescu 1955; Sorgenfrei 1958; Sacco 1894).

Podrobne stratigrafické rozšírenie druhu *Ringicula (Ringicula) auriculata exilis* (Eichwald) uvádza Berger (1954) z burdigalu, helvétu, tortónu a pliocénu zo západnej, južnej a strednej Európy; dnes žije tento druh v Stredozemnom mori.

*Aturia aturi* (Basterot) vyskytuje sa v šlŕových vrstvách oligocénu i miocénu, v oligocéne i v elveziane Talianska (Sacco 1901), v ottangskom šlŕe (R. Hörnes 1875), v oligocéne severného Maďarska (Noszky 1940) a v drávoskej depresii (Kochanský 1944).

\*

Zo stratigrafického rozboru jednotlivých druhov vyplýva, že na lokalitách šlŕového charakteru sa vyskytujú druhy rôznych stratigrafických hodnôt. Nájdeme tu reliktné formy pochádzajúce z oligocénu, ako: *Yoldia glaberima*, *Pseudamussium denudatum*, *Laevicardium cyprium*, *Spisula subtruncata triangula*, *Macoma elliptica*, *Corbula gibba*, *Clithon pictus*, *Aturia aturi*; formy kozmopolitné, ktoré majú svojich predchodcov tiež vo vrchnom oligocéne a vyskytujú sa priebežne v miocéne, pliocéne a recente: *Nucula nucleus*, *Anadara diluvii*, *Pina pectinata*, *Lucina borealis*, *Ventricola multilamella*, *Taras rotundatus*.

Okrem bežných druhov, ktoré poznáme od akvitánu alebo burdigalu a ktoré sa vyskytujú v rôznych bioprovinciách, obsahuje šlŕové spoločenstvo počisaných lokalít niektoré nové druhy, s ktorými sa napr. nestretнемe v šlŕe akvitánskych vrstiev, napr.: *Lucina wolfi*, *Macoma elliptica ottangensis*,

*Laternula fuchsii*, *Calliostoma ottangense*, *Fusus ottangensis*, ktoré boli prvý raz popísané z ottanganského šíľru, helvétu s. s., alebo s druhmi známymi z helvétu s. l. atlantickej bioprovincie (*Malletia degrangei*, *Spisula miocenica*, *Spisula nucleiformis duvergieri*).

Z tortónu, príp. aj z niektorých helvétskych s. l. lokalít sa spomínajú: *Cuspidaria wolfi*, *Chlamys malvinæ*, *Hinia (Uzita) hoernesii*, *Turris annae*, *Vexillum dimidiata*, *Mitrella (A.) falax*.

Medzi prítomnými druhami nie sú teda žiadne vedúce formy, ktoré by nám jednoznačne potvrdili vek študovaných vrstiev. Môžeme ich však dobre odlišiť od akvitanských šíľrových usadenín na základe prítomnosti nových, vyššie uvádzaných foriem a neprítomnosti takých druhov, ktoré sa v akvitáne vyskytujú bežne (napr. *Nucula comta*, *Nuculana gracilis*, *Angulus nysti* atď.). Nenašli sa však hlavne u lamelibranchiátov, ktoré zastupujú väčšinu fauny na študovaných lokalitách, kritériá na odlišenie spodného helvétu a tortónu.

Pri porovnaní našich lokalít s ostatnými šíľrovými faunami (označenými doteraz ako helvét s. l., prípadne karpat) transeurópskej bioprovincie, nájdeme značnú podobnosť s asociáciami menovite týchto lokalít: Hlinné (Seneš 1955), Dubovce, Radošovce (Čtyřoký 1960), salgótarjánskej panvy, lokality Kistereny (Meznerics 1951) a faunami lokality „Medvedský breg“ (Kochanský 1944). Oproti spoločenstvám, určeným Senešom (1950) z toho istého územia sú rozdiely len v zastúpení druhov, nie však vekové, alebo faciálne.

### Záver

Fauna karpatu z povrchových lokalít a vrtov z oblasti Šahy—Modrý Kameň, má prevažne „šíľrový“ charakter. Druhové zloženie však nepotvrdzuje jednoznačne stratigrafickú pozíciu vrstiev, lebo rovnako ako v šíľrových asociáciách všeobecne, prevládajú tu priebežné druhy miocénu i pliocénu; mnohé z nich žijú dodnes. Podľa niektorých rozdielov môžeme naše asociácie odlišiť od šíľrových faun akvitánu. Na príp. odlišenie od fauny ottanganského typu (helvét s.s.) a šíľrových faun tortónu, bol by azda potrebný bohatší materiál z jedného i z druhého stratigrafického obzoru.

Ekologický rozbor jednotlivých asociácií ukázal, že reprezentujú tri hĺbkové fácie. Fáciu neritickú reprezentuje spoločenstvo na lokalitách: Dolné Príbelce, Pôtor, Širákov I, vymedzené metre vrtu VV-1 (Širákov II, MV-9, MV-10). Fáciu plytkoneritickú alebo sublitorálnu afytálnu reprezentujú asociácie z lokalít: Tešmak, Ďurkovce a vymedzené metre vrtu VV-5. Fáciu plytkovodnú brackickú reprezentujú faunistické spoločenstvá z lokalít od Olvarskejho potoka (D. Vass—R. Gabčo 1964).

Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava

## LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1938: Faune du Burdigalien et de l' Helvétian de la Slovaquie occidentale. Bulletin de l' Association russe à Prague VII, Praha. — [2] Bellardi L. — Sacco F., 1872—1904: I Molluschi del terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, Torino. — [3] Berger W., 1954: Die Ringiculiden aus dem Tertiär des Wiener Beckens. Archiv für Molluskenkunde, Frankfurt am Main. — [4] Bogsch L., 1936: Tortonische Fauna von Nógrádszakál, Mitteilungen aus dem Jahrbuch d. kgl. ungar. geolog. Anstalt, Budapest. — [5] Bogsch L., 1937: Die Fauna der sandigen Schicht von Rárospuszta. Földtani Közlöny, Budapest. — [6] Buday T., 1938: Geologické poměry okolí Šáh na jižním Slovensku. Rozpravy II. tr. České akademie, Praha. — [7] Cossmann M. — Peyrot A., 1909—1928: Conchologie néogénique de l' Aquitaine. Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux. — [8] Csepreghy — Meznerics I., 1950: A hidasi (Baranya m.) tortonai fauna. Évkönyve, Budapest. — [9] Csepreghy — Meznerics I. 1951: A Salgotrjánvidéki slir Pectenes homokkő faunája. Földtani Közlöny, Budapest. — [10] Csepreghy — Meznerics I. 1953: Mittelmiozäne Pleurotomen aus Ungarn. Ann. hist. nat. mus. nat. Hungarici, Budapest. — [11] Cerulli — Irelli S., 1907: Fauna Malacologica mariana. Palaeontographia italica, Mus. geol. d. I. Univ. di Pisa. — [12] Čechovič V., 1952: Die Geologie des südslowakischen Kohlenbeckens, Geol. práce, Zošit 33, Bratislava. — [13] Čtyroký P., 1960: Zpráva o výzkumu faun karpatské formace na Slovensku. Zpráva o geol. výzkumech, Praha. — [14] Déperet Ch. — Roman F., 1928: Monographie des Pectinides néogénés de l' Europe et des régions voisines. Mémoires de la Soc. géol. de France, Paris. — [15] Dollfus G. — Dautzenberg Ph., 1902—1920: Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire. Mémoires de la Soc. géol. de France, Paris. — [16] Friedberg W., 1911—1936: Mieczaki miocenskie ziem polskich I. Lwow — Poznan, II. Krakow. — [17] Fuchs Th., 1874: Petrefacte aus dem Schlier von Hall und Kremsmünster in Oberösterreich. Verhandlungen, Wien. — [18] Glibert M., 1945: Faune malacologique du Miocène de la Belgique. I. Pélécypodes. Mém. du musée, Bruxelles. — [19] Görges J., 1952: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meersandes von Kassel. Abh. hessisch. Landesamt. f. Bodenforsch., Wiesbaden. — [20] Hagn H. — Hözl O., 1952: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Mollasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur. Geologica Bavaria, München. — [21] Heering J., 1944: Die oberoligozänen Bivalven aus dem Peelgebiete. Mededeel. Geol. Stichting, Maastricht. — [22] Hörnes M., 1856—1870: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, I-II, Abhandlungen, Wien. — [23] Hörnes R., 1875: Die Fauna des Schliers von Ottnang. Jahrbuch, Wien. — [24] Hörnes R. — Auinger M., 1879: Die Gastropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miozänen Mediterranen Stufe. Abhandlungen, Wien. — [25] Kantorová V., 1963: Zpráva o mikrobiostatigrafickom výskume v okolí Vinice pri Šahách. Zprávy o geol. výsk. 2, Bratislava. — [26] Kantorová V., 1964: Mikrofauna okrajových morských fácií z podložia tortónskych vukanitov Krupinskej vrchoviny. Zprávy o geol. výsk., Bratislava. — [27] Kantorová V., 1964: Mikrobiostatigrafický výskum vo východnom a JZ okolí Vinice pri Šahách. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [28] Kautsky F., 1925: Das Miozän von Hemmoor und Basbeck-Osten. Abh. der Preussischen geol. Landesanstalt, Berlin. — [29] Kautsky F., 1939: Die Erycinen des niederösterreichischen Miozäns. Ann. Nat. Mus. in Wien. — [30] Koch A., 1900: Die Tertiärbildungen des Beckens des siebenbürgischen Landesteiles. II. Neogene Abteilung. Mitteilungen aus dem Jahrbuch d. kgl. geolog. Anstalt, Budapest. — [31] Kochanský V., 1944: Fauna marinskog miozéna južnog pobočja Medvednice (Zagrebačke gore). Vjestnik hrvatskog dr. geol., Zagreb.

— [32] Koljumdzieva E.—Strašimirov B., 1960: Fosilite na Bolgarija VII. Torton. Bulg. akad. na Naukite, Sofia. — [33] Korobkov N. A., 1954—1955: Spravočnik i metodičeskoje rukovodstvo po tretičnym moljuskam. I. Plastinčatožabernyje, Leningrad. — [34] Meznerics I., 1935: Steiermärkische Schlierfauna und ihre neuen Formen. Föld. Közl., Budapest. — [35] Meznerics I., 1936: Die Schlierbildungen des mittelsteirischen Beckens. Mitteil. d. naturwiss. Vereins für Steiermark, Graz. — [36] Merklin R. L., 1950: Plastinčatožabernyje spirialisovych glin ich sreda i žizň. Trudy Paleont. Inst. AN, Moskva-Leningrad. — [37] Moșescu G., 1955: Stratigrafia si fauna de Molluste din depozitale tortoniene si sarmatiene din regiunea R. P. R. Edit. Acad. RPR, Bucuresti. — [38] Merklin R.—Nevesskaja L. A., Operediteľ dvustvorčatych molljuskov miocena Turkmenii i Zapadnogo Kazachstana. Trudy Paleont. Inst. AN, Moskva. — [39] Noszky J., 1940: Das Cserhátgebirge. Geologische Beschreibung ungarischer Landschaften III, Budapest. — [40] Ondrejíčková A.—Vaňová M., 1958: Ekologické a stratigrafické vyhodnotenie lokalít s oligo-miocénou a miocénou faunou na liste Lučenec a Rimavská Sobota. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [41] Ondrejíčková A., 1963: Karpatské faunistické asociácie z južného Slovenska. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [42] Ondrejíčková A.—Planderová E., 1964: Poznámky k štúdiu karpatu južného Slovenska. Zprávy o geol. výsk., Bratislava. — [43] Paulus M.—Mars P., 1942: Guide malacologique des environs de Marseille. Bull. Mus. Hist. Nat., Marseille. — [44] Schaffer F., 1910: Das Miozän von Eggenburg. Verlag d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [45] Seneš J., 1950: Helvetská šírová fauna z okolia Modrého Kameňa. Geol. Sborník I/2—4, Bratislava. — [46] Seneš J., 1958: Pectunculusande und Egerer Faumentypus im Tertiär bei Kovačov im Karpatenbecken. Geol. práce, Monogr. 1, Bratislava. — [47] Sieber R., 1955: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. Mitteilungen des nat. hist. Museums, Wien, Nr. 255. — [48] Sieber R., 1960: Die miozänen Turritellidae und Mathildidae Österreichs. Mitteilungen d. geol. Ges. in Wien. — [49] Slavíková K., 1963: Mikrobiostatigraphický výzkum jihoslovenské sedimentační oblasti ze zřetelem na vývoj v okolí Modrého Kamene. Kand. disertační práce, Praha. — [50] Sorgenfrei T., 1958: Molluscan Assemblages from the Marine Middle Miocene of South Jutland and their Environments. Danm. Geol. Survay, Kobenhavn. — [51] Vass D.—Gabčo R., 1963: Predbežná zpráva o výskume miocénu na južnom úpätí stredoslovenských vulkanitov. Zprávy o geol. výsk. 2, Bratislava. — [52] Vass D.—Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava. — [53] Walther J., 1893: Lebensweise der Meerestiere. Jena. [54] Cicha I.—Seneš J. & Coll., 1967: Chronostratigraphie und Neostratotypen — I. Karpatien. VSAV, Bratislava.

ANNA ONDREJÍČKOVÁ

### FAZIESENTWICKLUNG DES KARPATIEN AUF DER BASIS DER MOLLUSKENFAUNA IM IPELER KESSEL

Die Ablagerungen des Karpatien sind im Ipeler Kessel aus zwei lithologisch verschiedenen Schichtkomplexen gebaut. Den tieferen bilden feinkörnige bis grobkörnige Sande und Sandsteine mit Tonsteineinschaltungen ockergrauer Farbe oberhalb der Oncophora-Schichten (bzw. der sog. „hangenden Tonsteine“ — Helvet s.s.); diese Schichtfolge stellt eine sublitorale marine Fazies des Karpatien vor. Ihr tiefster Teil, der sog. kalkfreie Horizont enthält oft Mn-Oxide, die dem Gestein die violaschwarze Färbung geben. Der

höhere Horizont der sandigen Schichten enthält gegenüber dem tieferen mehr Karbonate und Glaukonit. Beide sind sehr faunenarm (sowohl an Mikro- wie auch Makrofauna) und an Sporomorphen steril.

Die obere Schichtfolge ist aus mergeligen Tonsteinen und mergeligen Aleuriten in sog. Schlierenfazies gebaut, grau oder grüngrau gefärbt, fest, mit verschiedenem Inhalt der Sandkomponente, die hauptsächlich im westlichen Teil des Kessels stark vertreten und wahrscheinlich durch die Šahy-Elevation bedingt ist. Diese Schichten stellen eigentlich eine Strandfazies des Meeres im höheren Karpatien vor. Die mergelig-tonigen Ablagerungen der „Schlierenfazies“ enthalten reiche Makro- und Mikrofaunenvergesellschaftungen, die auf ein Tiefwassermilieu hindeuten.

Durch oekologische Analysen einzelner Makrobiotafazien wurde erwiesen, dass man im höheren Karpatien etwa drei Tiefenfazies unterscheiden kann:

die neritische Fazies, vertreten durch Faunenvergesellschaftungen in Dolné Príbelce, Pôtor, Širákov I (die entsprechenden Schichten in der Bohrung VV—I, Širákov II, MV—9, MV—10; siehe die Orientierungskarte im slow. Text);

die seichtneritische, oder sublitorale aphytale Fazies, representiert durch die Faunenfunde von Tešnak, Ďurkovec und in der Bohrung VV—5.

die brackische Seichtwasserfazies, mit Faunenvergesellschaftungen von Olvárske potok (D. Vass—R. Gabčo 1963).

In der Makrofauna finden wir — wie üblich in den Schlierenfazien — viele miozäne und pliozäne Formen; man kann sie aber der Artenzusammensetzung nach von der neritischen Fauna des Aquitans unterscheiden. Um sie auch von der Fauna Ottanger Types unterscheiden zu können, wäre ein viel reicheres Material dazu notwendig.

Wie aus der Faunenliste (siehe im slowakischen Text, p. 57—59, 60—63) folgt, befinden sich in der vorgefundenen Makrofauna keine Leitfossilien, die das Alter der studierten Schichten einwandfrei bestätigen könnten. Als Unterscheidungskriterium dienten uns einerseits solche neuen Formen, die im Aquitan nicht gefunden wurden, und andererseits die Abwesenheit mancher im Aquitan noch festgestellter Arten (z. B. *Nucula compta*, *Nuculana gracilis*, *Angulus nysti* u. ä.). Aber besonders in der Lamellibranchiatengruppe konnten wir auf studierten Fundorten keine makrofaunistischen Kriterien finden, die uns die Unterscheidung des Unterhelvets und Tortons ermöglichen könnten.

Beim Vergleich unserer studierten Fundorte mit übrigen Faunenvergesellschaftungen der Schlierenfazies (bisher auch als Helvet s. l. event. als Karpatien genannt) der transeuropäischen Bioprovinz finden wir die grösste Ähnlichkeit mit Assoziationen anderer slowakischer Gebiete, z. B. Hlinné (Seneš 1955), Dubovce, Radošovce (Čtyroký 1960), mit Salgotriáner Becken (Fundort Kistereny; Cs. Meznerics 1951) und mit dem Fundort Medvedsky breg in Jugoslawien (Kochansky 1944). Gegenüber den durch Seneš (1950) bestimmten Vergesellschaftungen haben wir lediglich die Unterschiede in der mengenmässigen Vertretung der Arten, nicht aber was das Alter oder den Charakter der Fazien anbelangt, festgestellt.

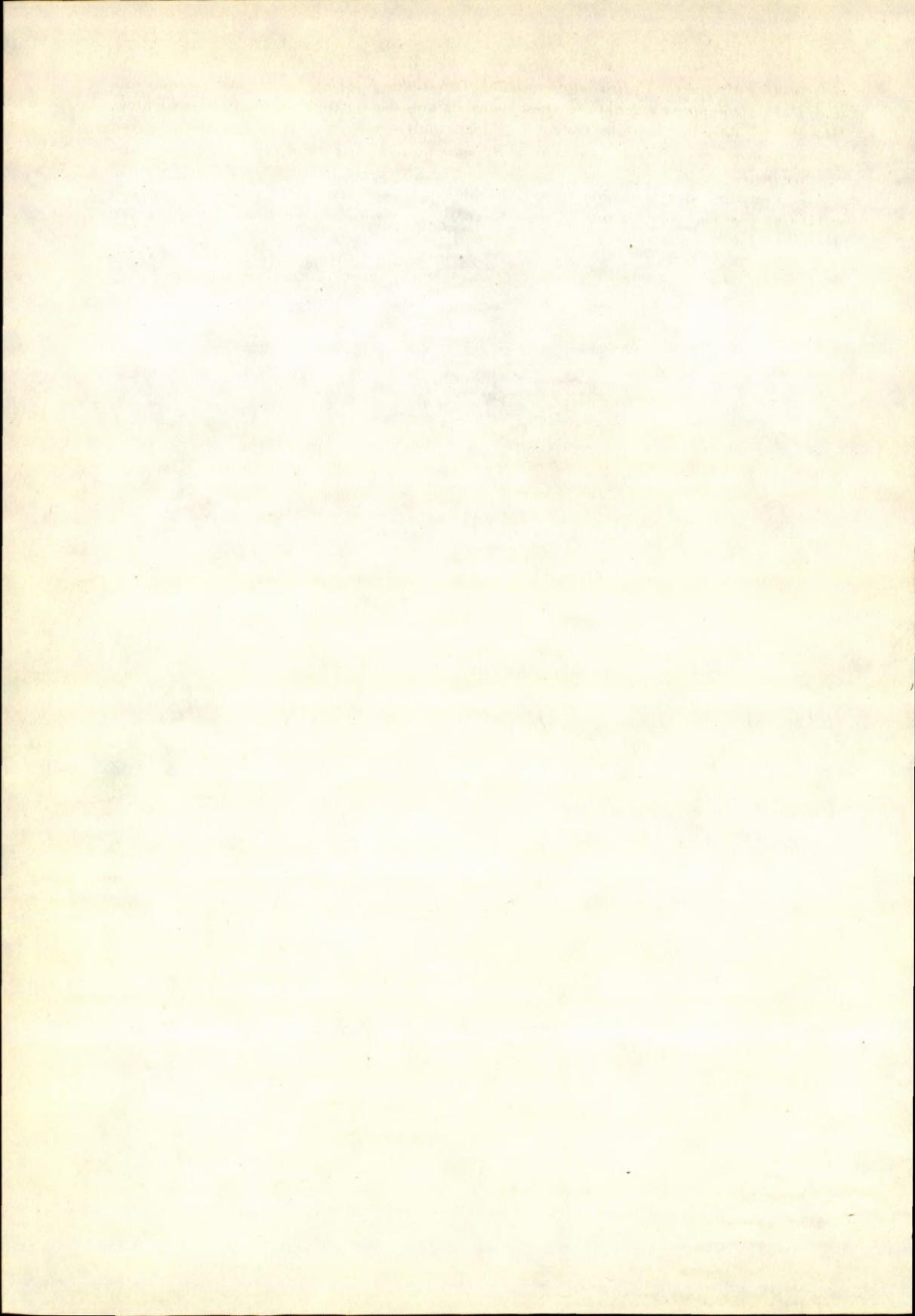
Aus der Vertikalverbreitung einzelner Formen sieht man, dass auf den Schlieren-ähnlichen Fundorten stratigraphisch verschiedene Makrofaunen zu finden sind. Von relikten oligozänen sind es z. B. *Yoldia glaberima*, *Pseudamussium denudatum*, *Leviocardium cyprium*, *Spisula subtruncata triangula*, *Macoma elliptica*, *Corbula gibba*, *Clithon pictus*, *Aturia aturi*; zu kosmopoliten Formen, deren Vorläufer auch im Oberoligozän lebten, die aber auch im ganzen Miozän, Pliozän und auch rezent auftreten, zählen: *Nucula nucleus*, *Anadara diluvii*, *Pina pectinata*, *Lucina borealis*, *Ventricola multilamella* u. *Taras rotundatus*.

Von neuen Arten, die man im Schlier der Aquitanschichten nicht findet, seien *Lu-*

*cina wolfi*, *Macoma elliptica ottnangensis*, *Laternula fuchsii*, *Calliostoma ottnangensis* und *Fusus ottnangensis* genannt. Diese wurden aus den Ottnanger Schlierenschichten, Helvet s. s., oder mit den aus Helvet s. l. der Atlantischen Bioprovinz bekannten Arten (*Malletia degrangei*, *Spisula miocaenica*, *Spisula nucleiformis duvergieri*) zum erstenmal beschrieben.

Aus Torton, oder auch aus einigen Fundorten des Helvet s.l. werden *Cuspidaria wolfi*, *Chlamys malvinae*, *Hinia (Uzita) hoernesii*, *Turris annae*, *Vexillum dimidiata* und *Mitrella (A.) fallax* genannt.

*Geologisches Institut D. Štúr's  
Bratislava*



N. GABRIELOVÁ—EVA PLANDEROVÁ

## PALYNOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA A KORELÁCIA TORTÓNU SLOVENSKA A MIOCÉNU JUŽNÝCH ČIECH

**Abstrakt:** Práca obsahuje palynologickú charakteristiku tortónskych sedimentov západného, východného a južného Slovenska (E. Planderová), pelovú analýzu z mydlovarského súvrstvia (N. Gabrieľová), a porovnanie oboch vývinov. Z územia Slovenska boli spracované len morské a bracké sedimenty, ktoré sú na základe mikrofauny (R. Lehotaiová 1962, 1966; I. Zapletalová 1963) vekove bližšie identifikované, a to zóna lagenidová, spiroplektaminová, bulimino-bolivinová a rotáliová. Tieto zóny sú charakterizované nielen paleofloristicky, ale súčasne sa sledujú aj paleoekologicke zmeny v priebehu celého tortónu.

### Palynologická charakteristika tortónskych sedimentov územia Slovenska

Materiál pochádza z vápnitých flov (morských alebo brackých), preto sa pri jeho separovaní použila bežná metóda fluorovodíková a acetolýza. Vyhodnocoval sa podľa 2 kritérií: 1. klasickým spôsobom t. j. podľa kvantitatívneho zastúpenia vo vzorkách z jednotlivých vrtov; 2. podľa zastúpenia sporomorf nie v jednom vrte, ale vo všetkých spracovaných vrtoch, t. j., že za najhodnejšie sa považujú rody, zastúpené vo všetkých vrtoch tej istej zóny (v našom prípade tortónu); pritom sa neberie ohľad na percentuálne zastúpenie v jednotlivých vrtoch (porov. tab. 1—6). Prvá metóda dáva približný obraz o rastlinnom spoločenstve v jednom vrte, čo je dôležité pre porovnanie úbytku a prírastku rodov. Druhá metóda koriguje možné chyby, ktoré súvisia s nепresnosťou palynologickej metódy (napr. náhodnosť naviatia).

Nižšie uvádzame študované vrty, ktoré mikrostratigraficky študovala R. Lehotaiová (1. c.) a I. Zapletalová (1963):

rotáliová zóna	Trhovište 5	785—794 m
	Trhovište 6	1125—1168 m
bulimino- bolivinová záона	Ži — 2	120—415 m
	ŠV — 8	58—191 m
	Jakubov 11	1263—1046 m

spiroplekta- minová zóna	Jakubov 11 ŠV — 8 K — 5 Jakubov — 14	1010 m 259—306 m 92—167 m 1545 m
lagenidová zóna	K — 5	168—792 m

### Spodný tortón — lanzendorfská séria

Palynologicky bol z tejto zóny podrobne vyhodnotený vrt K — 5 pri Salke. Podľa mikrofauny (Lehotayová 1962) spadajú do lagenidovej zóny sedimenty v hĺbke 143—867 m. Peľové spoločenstvo je bohatoo zastúpené spórami húb, najmä v spodnejších metroch. Ostatné výtrusné sa vyskytujú len ojedinele okrem čel. *Polypodiaceae*, ktorá je relatívne hojnnejšia v uholnej fácii. Z ihličnatých prevládajú borovice *Pinus* typ *Haploxyylon* a typ *Diploxyylon*. *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* sa nevyskytujú v každej vzorke a nedosahujú nikde príliš vysokého percenta, čo je charakteristické pre morské sedimenty. Rody *Cedrus*, *Abies*, *Larix*, *Sequoia*, *Ginkgoaceae* a *Ephedra* sú zastúpené len v ojedinelých vzorkách.

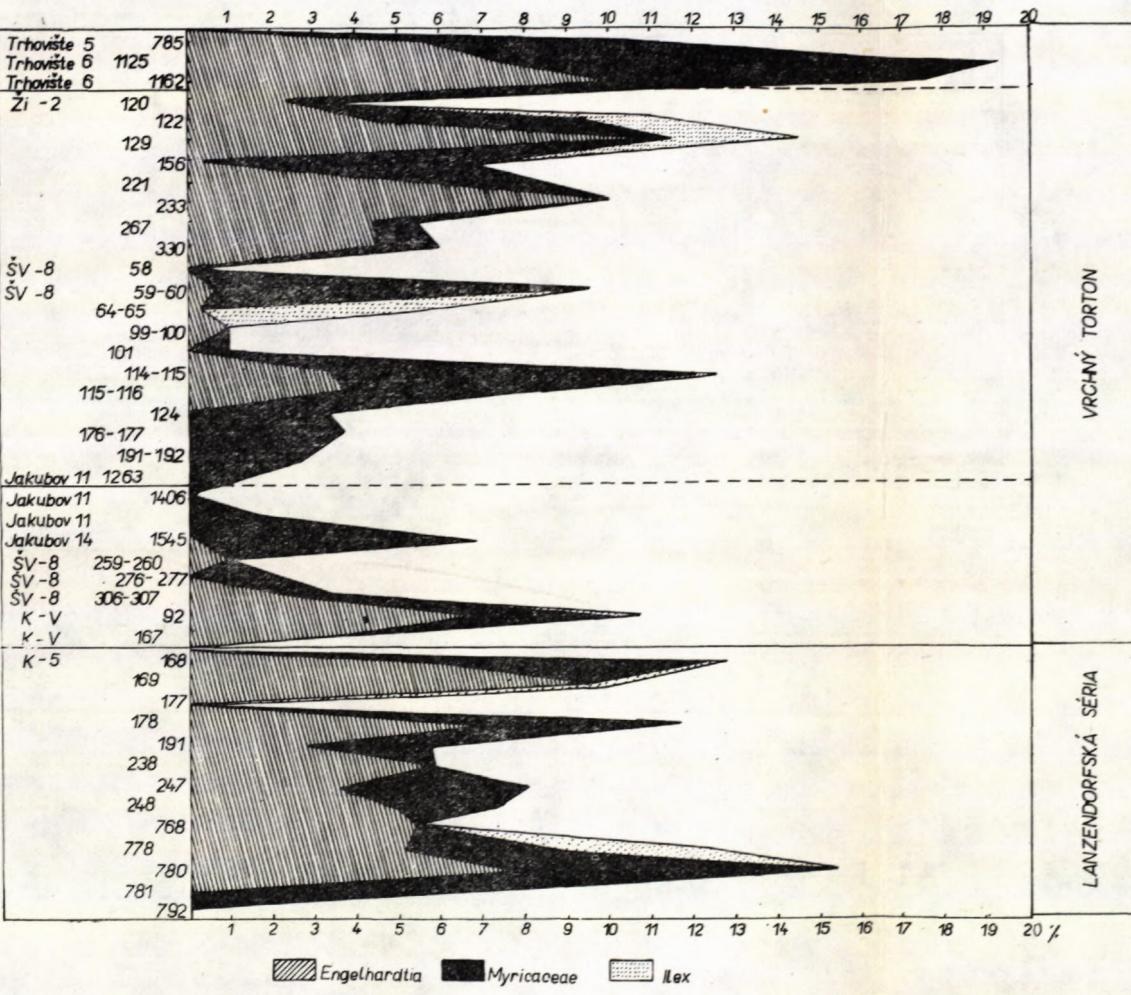
*Angiospermae* najčastejšie zastupujú rody *Engelhardtia*, *Corylus*, *Carya*, *Ulmus*, *Betula*, *Castanea*, *Pterocarya*, *Alnus* a čel. *Myricaceae* a *Nymphaeaceae*. Menej hojné sú *Zelkova*, *Juglans*, *Nyssaceae*, *Ilex*, *Tricolpopollenites liblarensis* R. Pot., *Ericaceae*, *Sapotaceae*, *Sabal*. Z planktonu sa v mnohých vzorkách vyskytujú *Hystrichosphaeridae* a *Ovoidites*; hojné sú arktoterciérne druhy (*Alnus*, *Betula*), pričom dosť vysoký podiel majú i tropické a subtropické sporomorfy (*Lygodium*, *Sabal*, *Sapotaceae*). Možno sa preto domnievať, že klíma spodného tortónu bola sutropická, podobne ako v Žiarskej kotline (Planderová 1965) a v okolí Ryk. GK — 3 (Planderová 1966).

### Vrchný tortón

**Spiroplektaminová zóna.** Vzorky vrtov K — 5, ŠV — 8, Jakubov 11, 14 boli veľmi bohaté na sporomorfy hlavne listnaté. Z výtrusných sú bohatoo zastúpené hlavne spóry húb, rod *Lygodium* hlavne vo vrte K — 5 (1 — 5 %). Pomerne chudobne sú zastúpené *Polypodiaceae* oproti mladšej zóne buliminovej. Z ihličnatých sú najbohatšie zastúpené borovice *Pinus* typ *Haploxyylon*, menej *Taxodiaceae*, *Cedrus*, *Abies*, *Picea* a len ojedinele *Tsuga canadensis* a *Tsuga diversifolia*. V zastúpení ihličnatých sa jasne odráža alochtonný charakter peľového obrazu. Z listnatých sú veľmi hojné hlavne *Engelhardtia*, *Carya*, *Castanea*, *querkoidné typy* a r. *Corylus*. Ak sa dívame na percentuálne zastúpenie podľa metódy 2, vidíme, že z listnatých sú najhoj-

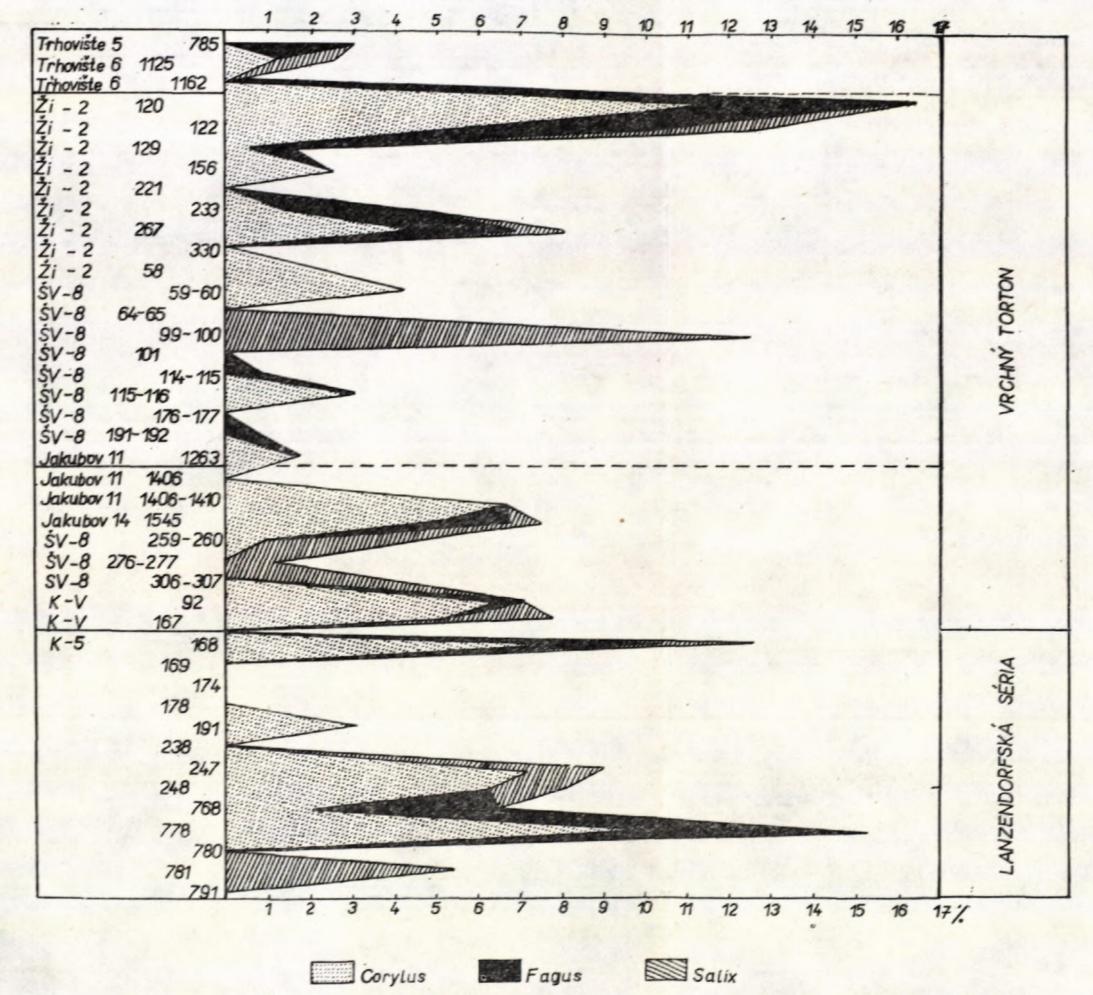
Príl. 2

Tab. 4

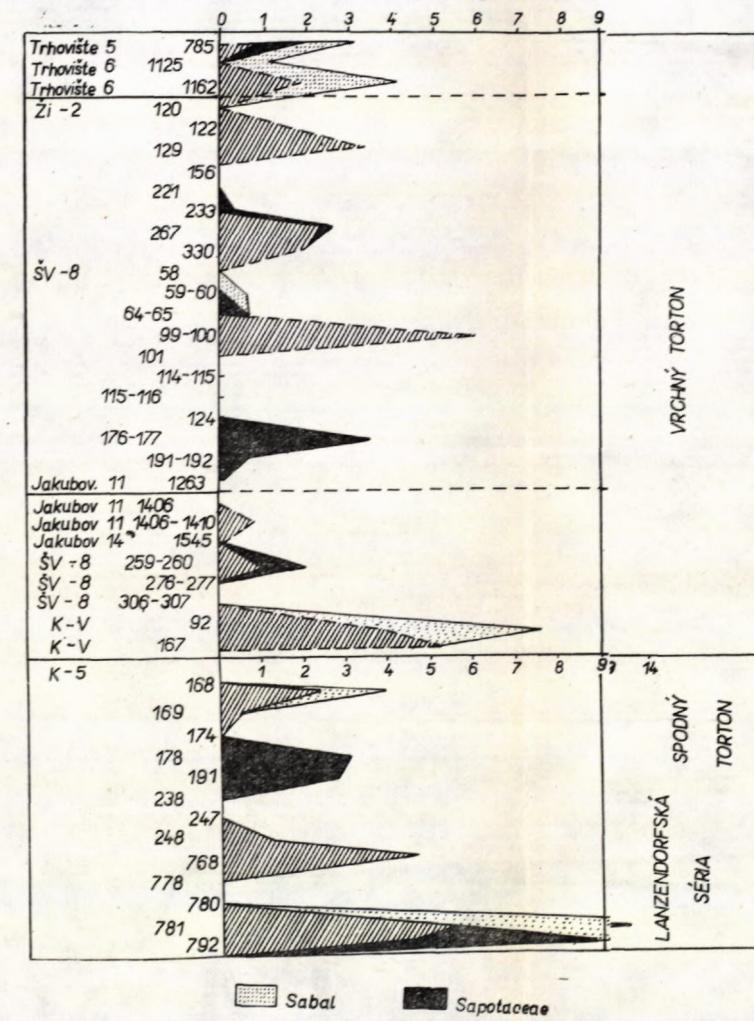


## Percentuálne zastúpenie niektorých významnejších rodov a čieladí v tortóne Slovenska

Tab. 5

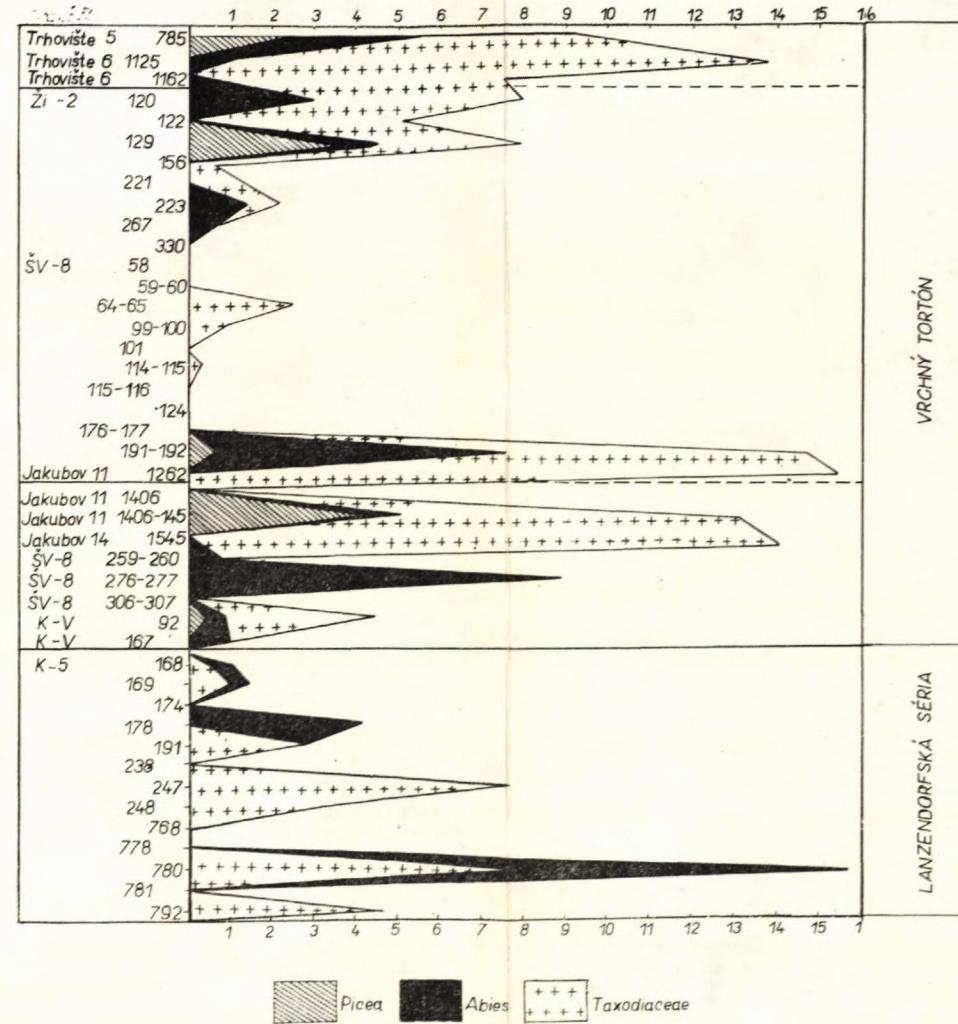


Tab. 6



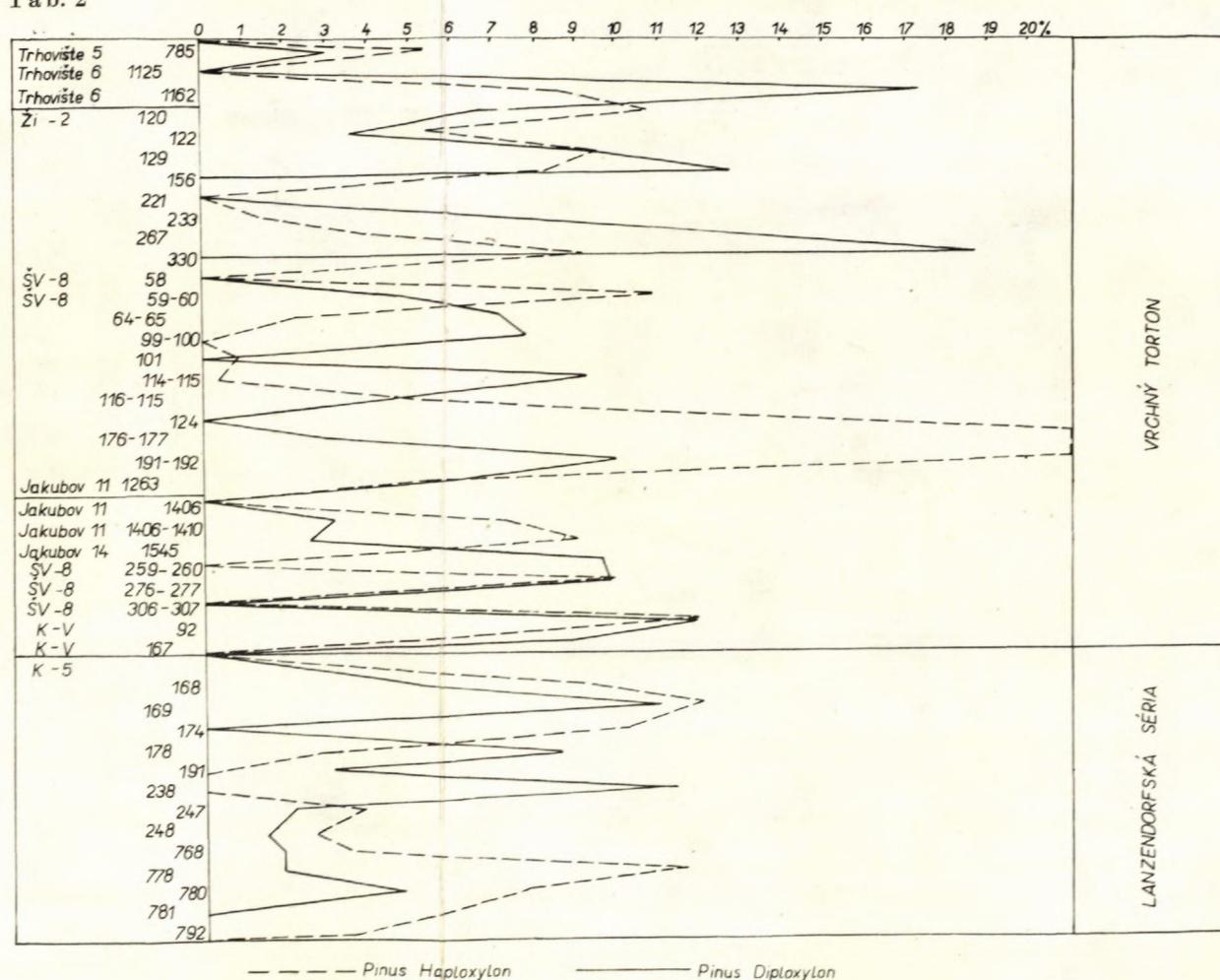
Príl.

Tab. 1

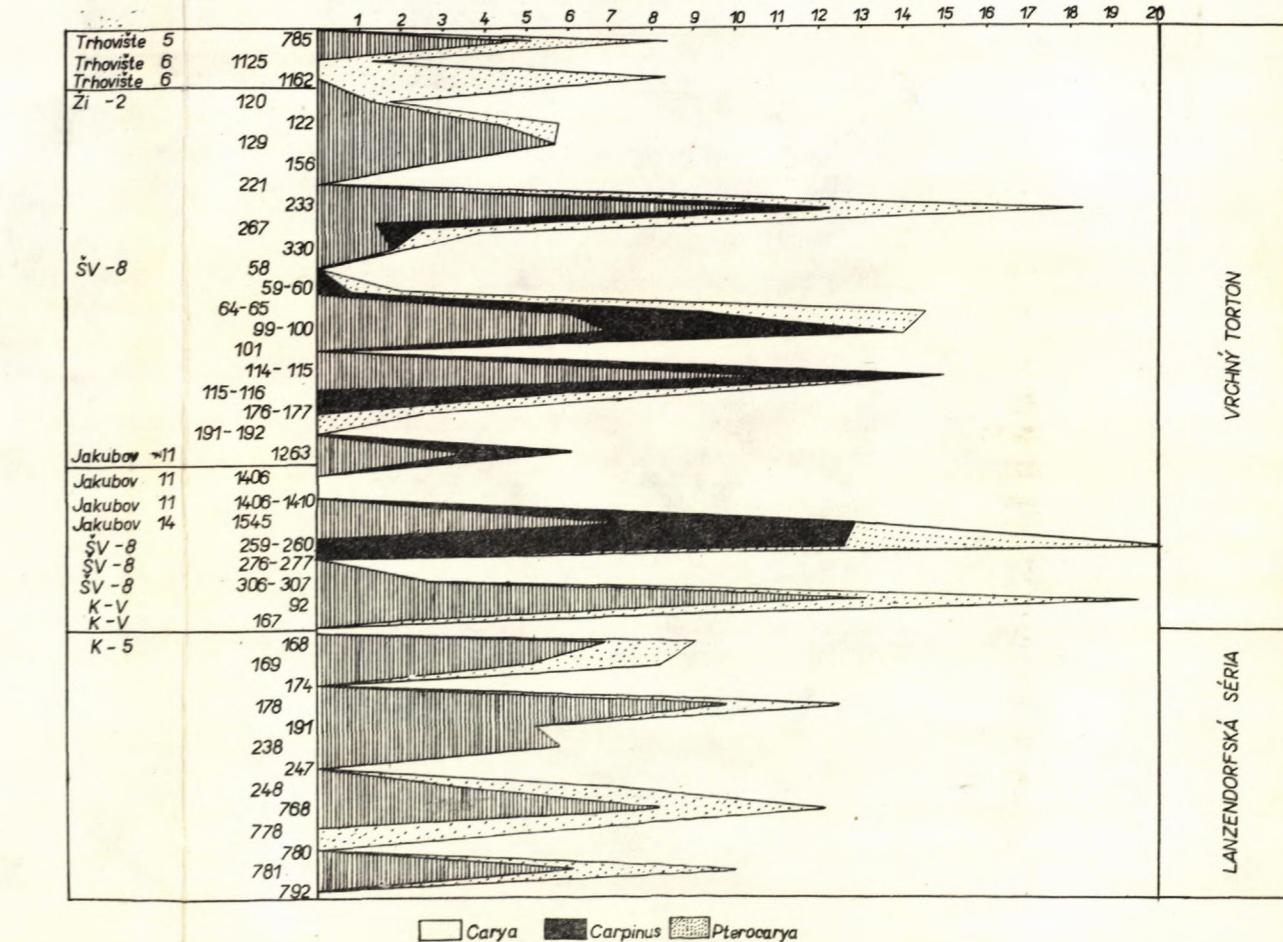


Task 8

Percentuálne zastúpenie niektorých významnejších rodov a čeladí v tortóne Slovenského



Tab.



Relatívne zastúpenie sporomorf v jednotlivých zónach (podľa metódy 2)

VÝTRUSNÉ	IHLIČNATÉ	LISTNATÉ		
<b>ROTÁLIOVÁ ZÓNA</b>	 OSMUNDA, LYGODIUM, POLYPODIACEAE, SPÓRY HÚB, CINGULATI- SPORITES	 TAXODIACEAE, PINUS TYP HAPLOXYLON, PINUS TYP DIPLOXYLON, CEDRUS, ABIES, PICEA, EPHEDRA	 CORYLUS, QUERCUS,	 MYRICACEAE, ENGELHARDTIA CARYA, TILIA, ULMUS, PTEROGARYA, CASTANEA, NYMPHEACEAE, JUGLANS, ALNUS, NYSSACEAE, NAP, CHENOPodiaceae
<b>BOLIVINO - BULIMINOVÁ ZÓNA</b>	 SPÓRY HÚB CYATHEACEAE, CONCAVISPORITES, TRIPLOANISPORITES, POLYPODIACEAE, LYGODIUM, CINGULATISPORITES, SPHAGNUM, OSMUNDA	 PINUS HAPLOXYLON, PINUS TYP DIPLOXYLON, CEDRUS, TSUGA, TAXODIACEAE, ABIES, LARIX, PICEA, CUPRESSACEAE, SCIADOPITYS	 CORYLUS, QUERCUS, NYSSACEAE, MYRICACEAE, BETULA, TILIA, JUGLANS, PTEROCARYA, ULMUS, CARYA, CARPINUS, ALNUS, ENGELHARDTIA, FAGUS, RHUS, CHENOPODIACEAE, NAP, ERICACEAE, TYPHA, SABAL, SYMPLOCACEAE, T. DOLIUM, SAPOTACEAE, CYRILLA, T. LIBLARENSE	
<b>SPIROPLEKTAMINOVÁ ZÓNA</b>	 SPÓRY HÚB, OSMUNDA, POLYPODIACEAE, LYGODIUM, LAEVIGATISPORITES PSEUDOMAXIMUS, CINGULATISPORITES	 TAXODIACEAE, PINUS TYP HAPLOXYLON, PT. DIPLOXYLON CUPRESSACEAE, ABIES, PICEA, CEDRUS, LARIX, TSUGA, EPHEDRA	 CASTANEA, PTEROCARYA, ENGELHARDTIA, CORYLUS, CARYA, MYRICACEAE, BETULA, JUGLANS, TILIA, QUERCUS, SALIX, ERICACEAE, CARPINUS, ALNUS, NYSSACEAE, PALMAE, SAPOTACEAE	

nejšie zastúpené r. *Castanea*, *Engelhardtia*, *Pterocarya* a *Corylus*. Ostatné rody a čelade listnatých nie sú zastúpené vo všetkých vrtoch, čiže nemožno ich považovať za veľmi hojné, hoci v jednotlivých vzorkách dosahujú vysoké percento. Menej hojné boli rody *Tilia* a *Quercus*, prítomné v 3 zo štyroch vrtov, rod *Salix* len v dvoch vrtoch. V tejto zóne je bohatá zastúpená *Ephedra* vo vrte ŠV — 8, ktorá môže indikovať xeotermnejšiu klímu. Celkove sú tu zastúpení najmä reprezentanti suchšej klímy.

*Bulimino-bolinová zóna* (vrty: Ži — 2, ŠV — 8, Jakubov 11) bola spracovaná najpodrobnejšie. Vzorky boli veľmi bohaté na sporomorfy. Druhove aj tu sú najbohatšie zastúpené *Angiospermae*. Na rozdiel od spiroplektaminovej zóny sú z výtrusných veľmi hojné *Polypodiaceae*, v ojedinelych vzorkách spóry rodu *Lygodium*, ako aj *Cingulatisporites*.

Z ihličnatých sú tu už hojnnejšie zastúpené *Taxodiaceae* a *Cupressaceae*, ale nie konštantne vo všetkých vzorkách vrtov. Rody ihličnatých drevín *Pinus* typ *Haploxyylon* a typ *Diploxyylon* sú zastúpené vo všetkých vzorkách veľmi hojne, ostatné ihličnaté len ojedinele. Podľa hojnostného diagramu (spôsobom 2) sú z ihličnatých najhojnnejšie *Pinus* typ *Haploxyylon* a typ *Diploxyylon*, rody *Cedrus* a *Tsuga*, čo sa len čiastočne zhoduje s hojnostným diagramom podľa spôsobu 1 (rody *Cedrus* a *Tsuga* sú zastúpené v jednotlivých vrtoch len nízkym počtom). Na druhom mieste z ihličnatých sú *Taxodiaceae*, *Larix*, *Abies*, *Picea* a po nich nasledujú *Cupressaceae* a *Sciadopitys*.

Zastúpenie *angiosperm* sa líši od zastúpenia v spiroplektaminovej zóne. Veľmi hojne je zastúpený napr. rod *Alnus*, *Carya* a *Engelhardtia* najmä vo vrte Ži — 2, kým vo vrte ŠV — 8 sú tieto rody zastúpené nižším percentom. Rod *Corylus* je konštantne zastúpený hlavne vo vrte Ži — 2. Podľa vyhodnotenia metódou 2 môžeme rozlísiť 3 hojnostné skupiny:

1. najhojnnejšie sú: *Corylus*, *Quercus*, *Nyssaceae*, *Tricolpopollenites asper* Pf. Th., *Myricaceae*, *Betula*, *Tilia*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Alnus*;

2. zriedkavejšie sú: *Engelhardtia*, *Fagus*, *Rhus*, *Chenopodiaceae*, *Salix*, *Nymphaeaceae*, *Ilex*, *Ericaceae*, *Castanea*;

3. najmenej hojné sú: *Typha*, *Sabal*, *Symplocaceae*, *Cyrilla*, *Tricolpopollenites dolium* R. Pot., *Tetracolporopollenites*, *Araliaceae*.

Oproti spiroplektaminovej zóne možno pozorovať určité zmeny. Kým v staršom vrchnom tortóne sú *Engelhardtia*, *Castaneae* atď. najhojnnejšie, v buliminovej zóne sú až na druhom mieste. *Hystrichosphaeridae*, ako morský plankton, sú veľmi hojné v spiroplektaminovej zóne, kým v buliminovej sa vyskytujú len zriedkavo.

*Rotáliova zóna* (vrty Trhovište 5, 6) je druhove väčšinou zhodná so zónou bulivinovou. Veľmi hojné sú *Angiospermae*, a to: *Myricaceae*, r. *Engelhardtia*, rody *Castanea*, *Quercus* (*Tricolpopollenites asper* R. Pot.).

Z ihličnatých sú najhojnejšie *Taxodiaceae* — *Cupressaceae*. Rod *Pinus* je hojný najmä vo vrte Trhovište 6 (1162 m); ostatné ihličnaté sú zastúpené len vo vrte Trhovište 5.

Podľa metódy 2 je hojnostný diagram nasledovný: 1. najhojnejšie: *Osmunda*, *Lygodium*, *Polypodiaceae*; 2. menej hojné: spóry húb a *Cingulataporites*

Z ihličnatých sú najhojnejšie: *Taxodiaceae* — *Cupressaceae*, *Pinus typ Haploxylon*, *Pinus typ Diploxylon*; menej hojné: *Cedrus*, *Abies*, *Picea*, *Ephedra*.

Z angiosperm sú najhojnejšie: *Myricaceae*, *Engelhardtia*, *Carya*, *Tilia*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Nymphaeaceae*, *Corylus*, *Quercus*; menej hojné: *Juglans*, *Alnus*, *Nyssaceae*, NAP. *Chenopodiaceae*.

Niektoré rastlinné rody, vyskytujúce sa v starších sedimentoch, v rotálievej zóne nie sú prítomné (napr. *Ilex*, *Typha*, *Sabal*, *Symplocaceae*, *Cyrilla*, *Ericaceae*, *Carpinus*, z ihličnatých *Tsuga*).

Ako sme už uviedli, v priebehu tortónu nebadaj také zmeny v zložení flóry, na základe ktorých by sa mohlo usudzovať na klimatické zmeny. Prípadné zmeny sú podmienené skôr mikroklímou (osciláciou mora atď.) a zmenou fácií. Badáme tu vplyv alochtonných peľov, ktoré nepodávajú jasný obraz o flóre najbližšieho pobrežia. Na posúdenie klímy však to nemá podstatný vplyv. Pozorujeme tu ešte výskyt tropických rodov a čeladí, citlivých na ochlazovanie klímy; postupne však ubúdajú. Napr. rod *Lygodium* sa v rotálievej zóne vyskytuje len do 0,5 %, čel. *Sapotaceae* sa nevyskytla vôbec. Keďže sa sporadicky vyskytujú aj v spodnom sarmate, nemôžeme ich úbytku v najvrchnejšom tortóne priklaňať väčší význam. Sčasti to môže byť podmienené aj tým, že táto zóna nie je ešte palynologicky podrobne spracovaná.

Spodný tortón (lagenidová zóna) sa floristicky veľmi neodlišuje od vrchného tortónu (len percentuálnym zložením rodov a čeladí); je však rodove chudobnejší. Preto nateraz nemožno palynologicky odlišiť spodný a vrchný tortón. Vo všeobecnosti však najspodnejší tortón má percentuálne hojnejšie zastúpenie tropických sporomorf než vrchnejší spodný a vrchný tortón.

### Juhočeská panva — mydlovarské súvrstvie

Kvantitatívne zastúpenie sporomorf, ich vzájomný pomer a z toho vyplývajúce závery pochádzajú z vrchu L-XIV pri obci Ponědrážka, asi 6 km od Veselí n/Luž. v třeboňskej panve.

Sedimentárnu výplň třeboňskej a budějovickej panvy tvoria treťohorné súvrstvia: mydlovarské, lipnické, zlivské a lednické, a vrchnokriedové (senón) súvrstvie klikovské.

## Prehľad stratigrafických jednotiek v juhočeských panvách

vek	názov jednotky	mocnosť
pliocén	ledenické súvrstvie	cca 20 m
tortón	mydlovarské súvrstvie	cca 120 m
miocén sp.	zlivské súvrstvie	cca 20 m
oligocén	lipnické súvrstvie	25 – 35 m
senón	klikovské súvrstvie	cca 340 m

Mydlovarské súvrstvie predstavuje druhú najväčšiu stratigrafickú jednotku, tvorenú zelenými ílmi a flovitými pieskami, uholnými ílmi až xylitmi a diatomovými ílmi až diatomitmi. Ako samostatná stratigrafická jednotka bolo zaradené do oligomiocénu na základe bohatej makro a mikroflóry (Němejc, Pacltová, Špinár 1954; Pacltová 1960). Neskoršie bola jej stratigrafická samostatnosť potvrdená i na základe geologických (Mrázek 1957; Malecha 1963) a petrografických výskumov (Slánská 1963). Presnejšie stratigrafické zaradenie, t. j. do helvetu — tortónu sa však určilo na základe štúdia fauny.

Faunisticky sú sedimenty mydlovarského súvrstvia veľmi chudobné. Celkom ojedineľný je nález makrofauny (bruchonožci a obratlovcí) a mikrofauny (*Ostracoda*) v okolí Lomnice n/Luž. v třeboňskej panve. Na základe makrofauny Čtyroký — Fejfar (1962 a, b) predpokladajú pravdepodobný vek sedimentov helvét — tortón; tortónsky vek však pokladajú za pravdepodobnejší. Podľa Kheila (1964) spoločenstvo ostrakódov v mydlovarskom súvrství možno porovnať len so spoločenstvom tzv. podložných slieňov vrstiev s *Cepaea silvana* vrchnej sladkovodnej molasy Bavarska; tým bezpečne dokazuje ich vek. K rovnakému názoru dospela i Reháková (1963), ktorá zrovnaďa veľmi bohaté spoločenstvo diatomovej flóry s flórami napr. Hessenska.

Prehľad sporomorf v mydlovarskom súvrství z lokality Mydlovary v buďovickej panve podala Pacltová (1960). Gabrielová (1961) sa pokusila o kvantitatívne porovnanie peľového obrazu dvoch vrtov. Nižšie podávame charakteristiku spoločenstva na vrte L — XIV Ponédražka.

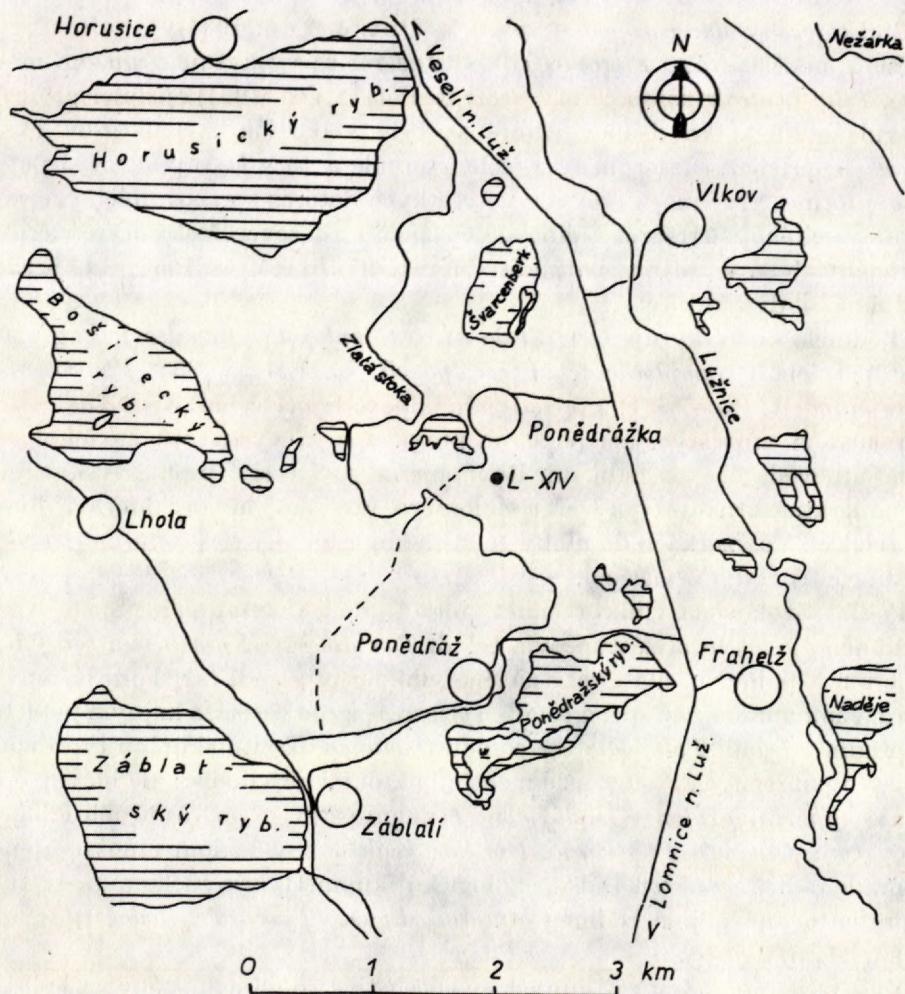
*Skupinu papradorastov* charakterizuje prevaha spór z čeľade *Polypodiaceae*. Sú tu dva morfologicky odlišné typy: hladké fazulovité spóry (*Laevigatosporites* sp. a *Laevigatosporites haardti* R. Pot. Ven. 1934) a spóry s výrazne bradavkovitou štruktúrou exiny (*Verrucatosporites* sp. a *Verrucatosporites alienus* R. Pot. 1931). Menej sa vyskytujú spóry rodov *Osmunda* (*Rugulatisporites quintus* Ph. & Th. 1953) a *Lygodium* (*Corrugatisporites solidus* R. Pot. 1934). Veľmi vzácné sú sporomorfy, ktoré pravdepodobne patria čeliadi *Cyatheaeeae* (*Laevigatisporites* sp.).

Z *gymnosperm* sú zastúpené dve morfologicky odlišné skupiny; skupinu so vzdušnými väčkami reprezentuje rod *Pinus*, typ *Haploxyylon* i *Diploxyylon* [*Pityospor. microalatus* (R. Pot. 1934), *Pityospor. labdacus* R. Pot. 1934]. Zriedkavejší je rod *Picea* (*Pityospor. alatus* R. Pot. 1931) a *Cedrus* (*Pityospor. cedroides* Thoms. 1953). V malom množstve, ale pravidelne sa vyskytuje rod *Podocarpus*. Rod *Pinus* (obidva typy) sa vyskytuje priebežne v celom

profile, ale najväčšie zastúpenie má vo vzorkách, ktoré obsahujú alochtonné pelové spoločenstvo (ily a diatomové ily).

Zo sporomorf bez vzdušných vakov sú zastúpené čelade *Taxodiaceae* — *Cupressinae* — *Inaperturopoll.* sp., *Inaperturopoll. hiatus* (R. Pot. 1931).

*Angiospermae* reprezentuje bohaté spoločenstvo. V celom profile vrtu sú veľmi hojné trojuholníkovité pelové zrná čelade *Myricaceae* — *Triatriopoll.* sp., *Triatriopoll. bituitus* (R. Pot. 1931), *Triatriopoll. myricoides* (Krempl 1949) a rod *Engelhardtia* [*Triatriopollenites coryphaeus* (R. Pot. 1931)]. Okrem týchto triporátnych zŕn sa tu vyskytujú aj zrná, ktoré sa nedajú bližšie systematicky zaradiť, ale odpovedajú asi čeladi *Myricaceae*.



Ďalšou hojnou skupinou sú rôzne typy trikolpátnych a trikolporátnych zŕn, odpovedajúcich asi rodu *Quercus* — *Tricolpopoll.* sp. (Pflug & Thoms. 1953), *Cupulilena* [ *Tricolpopoll. henrici* (R. Pot. 1931), *Tricolpopoll. microhenrici* (R. Pot. 1931)], [ *Leguminosae Tricolpopoll. liblarensis* Thoms. 1950]. Veľmi hojný je r. *Castanea* [ *Tricolporopoll. cingulum* (R. Pot. 1931) a to subsp. *pussillus*]. Priebežne v celom profile je hojný rod *Cyrilla* [ *Tricolporopoll. megaeactus* (R. Pot. 1931)]. Zástupca čeľade *Anacardiaceae* (*Tricolporopoll. pseudocingulum* R. Pot 1931) a rod *Salix* (*Tricolporopollenites microreticulatus* Pflug. & Thoms. 1953) sa vyskytujú tiež priebežne v celom vrte. Z trikolporátnych foriem sa zriedkavo objavuje čeľad *Nyssaceae* [*Tricolporopol. kruschi* (R. Pot. 1931)] a rod *Ilex* (*Tricolporopoll. iliacus* (R. Pot. 1931)).

Rod *Carya* [*Subtriporopoll simplex* (R. Pot. & Ven. 1934)] je prítomný vo väčšom množstve ako *Pterocarya*. Rod *Juglans* sa vyskytuje v malom množstve, *Tilia* (*Intratriporopoll. instructus* R. Pot. et Ven. 1934) ojedinele; tvorí tu pravidelne niekoľko druhov, ktoré sa líšia veľkosťou i štruktúrou exiny. *Alnus* je priebežne zastúpený v celom profile a to v štvorporátrnej i päťporátrnej forme. Prvé majú prevahu vo všetkých doteraz spracovaných vzorkách mydlovarského súvrstvia juhočeských panví; v severočeských terciérnych sedimentoch sú v prevahе päťporátrne formy (Gabrielová 1962). Ide pravdepodobne o dva druhy.

Ojedinele sa vyskytuje rod *Betula* (*Trivestibulopol. betuloides* Pflug 1953), zástupci čeľadi *Symplocaceae* (*Porocolpopoll. sp.* Pflug 1953, *Porocolpopoll. vestibulum* (R. Pot. 1931) a tetrády zŕn odpovedajúce čeľadi *Ericaceae*.

V malom množstve, ale pomerne pravidelne sa vyskytujú monokolpátne zrná odpovedajúce asi palmám. Rovnomerne sa v celom profile vyskytujú aj monoporátrne zrná tráv a veľké množstvo výtrusov húb (jednotlivé bunky i retiazky). Vo vzorkách do hĺbky 16 m sú hojné zhluhy rias rodu *Botryoccocus*, ojedinele aj rod *Pediastrum*.

Podľa nárokov na vlhkosť vidieť zreteľne štyri skupiny flóry. Spoločenstvo bažinného lesa tvoria zástupcovia čeľadi *Taxodiaceae*, *Nyssaceae* a rod *Alnus*. Smerom k pobrežiu, ale ešte v značne vlhkom prostredí (až skoro bažinnom) je značnou mierou zastúpená čeľad *Myricaceae* a rod *Carya*, s hojným porastom papradín z čeľadi *Polypodiaceae* a rodu *Osmunda*. Tretiu skupinu tvorí spoločenstvo pobrežných rastlín už s menšími nárokmi na vlhkosť; ide hlavne o rod *Pinus* typ *Haploxyylon* i *Diploxyylon*. Z angiosperm sú to rôzne morfologické typy rodu *Quercus*, *Pterocarya*, *Cyrilla*, *Juglans* a v malom množstve spóry paprade rodu *Lygodium*. Ďalšiu ekologickú skupinu tvoria suchomilné rastliny, reprezentované najmä rodmi *Castaneae*, *Rhus*, *Pterocarya*, *Podocarpus* a čeľadou *Aquifoliaceae*.

Výskyt jednotlivých rastlinných spoločenstiev zreteľne ukazuje na kolísanie vodnej hladiny, a tým i na prehlbovanie, resp. splytčovanie sedimentačnej

panvy mydlovanského súvrstvia. V prvej skupine sú rastliny s veľkými nárokmi na vodu; najväčšie zastúpenie má čeľad *Taxodiaceae*. Rod *Alnus* je rovnomerne prítomný v celom profile. Čeľad *Nyssaceae* je najhojnejšia v uholňých vzorkách. V skupine rastlín z okraja močiara (s menšími nárokmi na vlhkosť) je v celom profile najhojnejšia čeľad *Myricaceae*. Pravidelne sa vyskytuje aj čeľad *Polypodiaceae* a rod *Carya*; *Osmunda* je tu zriedkavá. V skupine borovic sú zastúpené typy *Haploxyton* aj *Diploxyton*. Rastliny pobrežné sú hojnejšie ako suchomilné.

### **Ekologické vyhodnotenie tortónskych sedimentov**

Podrobne sme sledovali najmä zmeny percentuálneho zastúpenia niektorých význačných rodov a čeľadi. Z ekologických podmienok si všímame hlavne vlhkosť a teplotu ovzduisia. Predpokladáme, že skúmané lokality neboli veľmi vzdialené od pobrežia; dokazuje to bohatý pešový materiál vo vzorkách. Pri posudzovaní klímy berieme do úvahy alochtonny materiál.

Tropické sporomorfy ako *Sapotaceae*, *Lygodium*, *Sabal* dosahujú maximum zastúpenia v spodnom tortóne (tab. 1), v najspodnejších vzorkách vrtu K — 5, resp. ešte v spiroplektaminovej zóne. Ináč ich percento v celom pešovom spektri striedavo stúpa a klesá; vo všeobecnosti klesá v rotálievej zóne percento najmä rodu *Lygodium* a čel. *Sapotaceae*. Palma *Sabal* je zastúpená vyšším percentom. Rod *Engelhardtia* (tab. 9) najvyšším percentom je zastúpený v lagidovej zóne spolu s čel. *Myricaceae* v spodnejších vrstvách vrtu. Druhé maximum dosahuje vo vrchnom tortóne (rotálová zóna); spiroplektaminová zóna je na rod *Engelhardtia* a čeľad *Myricaceae* chudobnejšia. Rod *Ilex*, ktorý považujeme za indikátora suchej klímy, sa vyskytuje len málo, a to v spodnom tortóne a v buliminovej zóne.

*Taxodiaceae* dosahujú svojho maxima v spiroplektaminovej a rotálievej zóne. *Picea* je zastúpená len nízkym percentom v niektorých vzorkách (tab. 6). Rod *Pinus* vo vrchnom tortóne miestami dosahuje až 20 %; v spodnom tortóne je podstatne zriedkavejší. Obe skupiny (typ *Haploxyton* a *Diploxyton*) sú zastúpené približne rovnako; vo vrchnom tortóne (buliminová zóna) dominuje typ *Diploxyton*, vo vrte Ži — 2 za typ *Haploxyton*. Vidíme, že z ihličnatých prevláda rod *Pinus* nad ostatnými pešmi bez vzdušných vačkov. Rod *Picea*, ktorý indikuje vlhšiu klímu, sa v spodnom tortóne nevyskytuje vôbec; vo vrchnom tortóne sa objavuje len sporadicky, vždy v spoločnosti čeľade *Taxodiaceae*.

Z pobrežných vlhkomilných rodov sú zastúpené *Carya*, *Alnus*, *Salix* a čeľad *Myricaceae*. Ich percentuálne zmeny sú veľmi výrazné; napr. v niektorých zónach spodného tortónu sú rody *Carya*, *Salix* a čel. *Myricaceae* veľmi hojne zastúpené, v iných úplne chýbajú.

Rod *Carya* dominuje vo vrchnejších vrstvách lagenidovej zóny vrtu K — 5. Vyššie percento dosahuje v spiroplektaminovej zóne, kým v rotáliojej zóne ustupuje. Čelad *Myricaceae* dosahuje maximum v rotáliojej zóne, ale dosť hojná je aj v zóne buliminovej. Rody *Pterocarya*, *Carpinus*, ktoré považujeme za predstaviteľov suchej klímy, sú hojné vo vrchnom tortóne (záona spiroplektaminová-rotáliová).

Pri rekonštrukcii vlhkostných pomerov v období tortónu musíme prihliadať aj na faciálny charakter sedimentov. S prihliadnutím na recentné pomery v Sev. Amerike na Floride a v monsunovej oblasti Vých. Ázie možno charakterizovať *teplotu a vlhkosť klímy* v priebehu tortónu nasledovne: podľa zastúpenia sporomorf tropicko-subtropických rastlinných prvkov mala klíma ešte charakter subtropický, čo potvrdzuje hojné zastúpenie subtropických rodov a čeladí. V spodnom tortóne badáme úbytok vlhkomilných rastlín; ich bohatý výskyt je zrejmý vo vrchnom tortóne v rotáliojej zóne (*Taxodiaceae*, *Myricaceae*). V spodnom tortóne je bohatý zastúpený rod *Engelhardtia*; aj rod *Ilex* sa tu vyskytuje, hoci nie vysokým percentom. Pre tortón ho môžeme charakterizovať ako obdobie s kolísajúcou, nie však s veľkou vlhkostou. Vo vrchnejšom tortóne, temer na prechode torton-sarmat, už badať vplyv vlhkejšej klímy. Keďže v priebehu celého tortónu sa vyskytujú ešte tropicko-subtropické sporomorfy, nepredpokladáme nejaký zásadnejší zlom klímy.

Stredný sarmat predstavuje určitú klimatickú hranicu, za ktorou sa už s tropickými sporomorfami nestretávame. Podľa analýzy peľového spektra (Planderová in lit.) badáme v tortóne ochladenie klímy. Vedúce spoločenstvo *Nyssaceae* — *Mastixiaceae*, ktoré bolo hojné v karpati, v tortóne ustupuje rovnako ako tropické spóry. Zmeny v zastúpení flóry oproti nadložným spodnosarmatským sedimentom súvisia s vlhkostou prostredia. V spodnom sarmate sa ešte ojedinele vyskytujú tropické sporomorfy, ale až v strednom a vrchnom úplne miznú. Takže podstatný kvalitatívny rozdiel oproti vrchnému tortónu tu nie je.

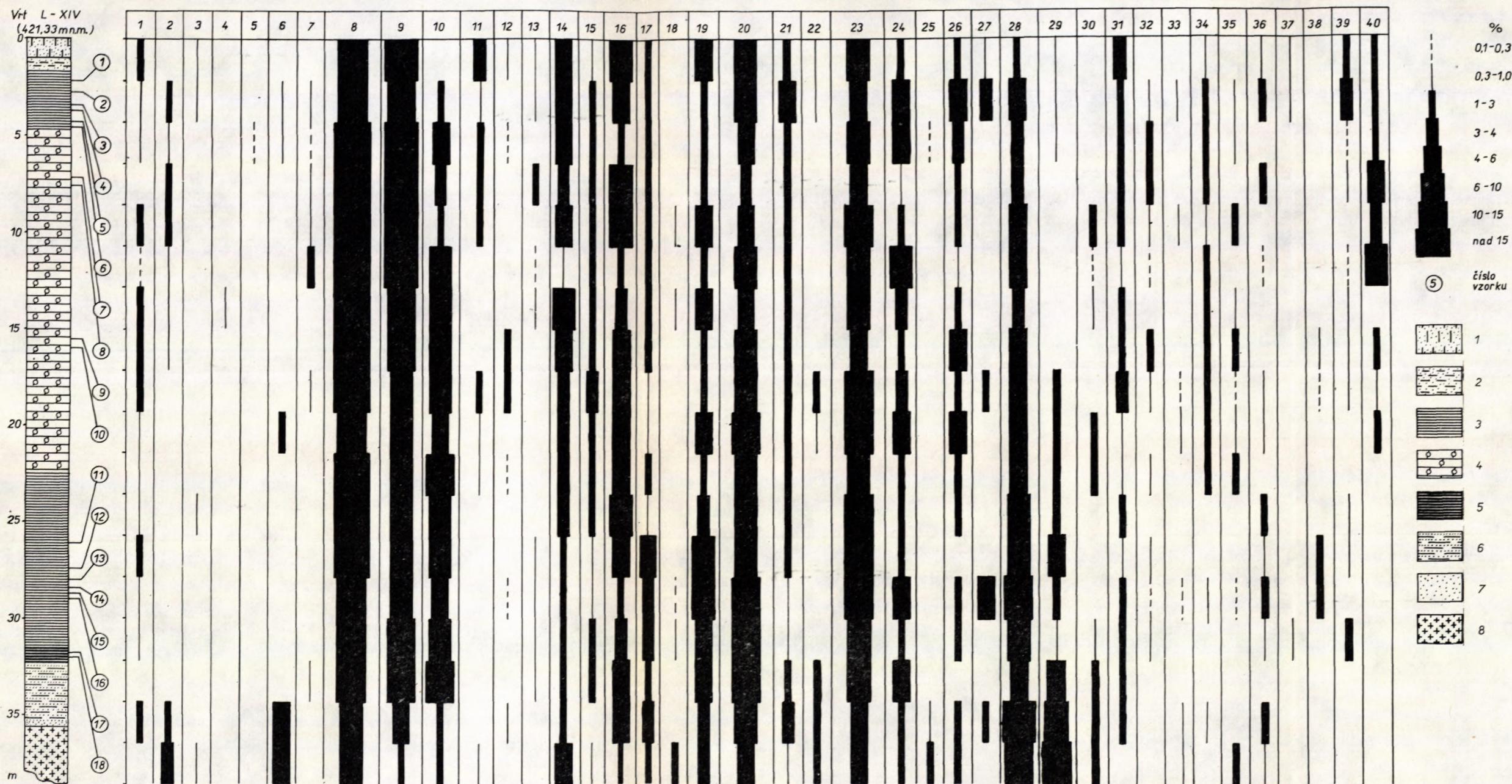
Porovnaním s peľovým diagramom z vrtov SŠ 1, 5, 7, 9 (Snopková 1961) sme zistili, že zloženie flóry a jej percentuálne zastúpenie je zhodné s našimi výsledkami (vrtu Ži — 2, ŠV — 8, K — 5), až na zastúpenie rodu *Podocarpus*, ktorý uvádza Snopková z tortónu. Naproti tomu v peľovom spektri tortónskych vrstiev zo Srbska (Pantič 1956) je bohatý prítomný rod *Glyptostrobus*, *Pinus*, *Alnus*, *Corylus*, *Myrica*, *Ficus*, *Ulmus*, *Cinnamommum*, *Laurus*, *Persea*, *Acer*; sú tu zastúpené aj mediteránne prvky, ktoré sa u nás vyskytli ojedinele v helvéte.

Spodný tortón v západoštýrskom uhlí (Klaus 1945) obsahuje viac peľov rodu *Tsuga* ako náš. Kvalitatívne sa však príliš neodlišuje.

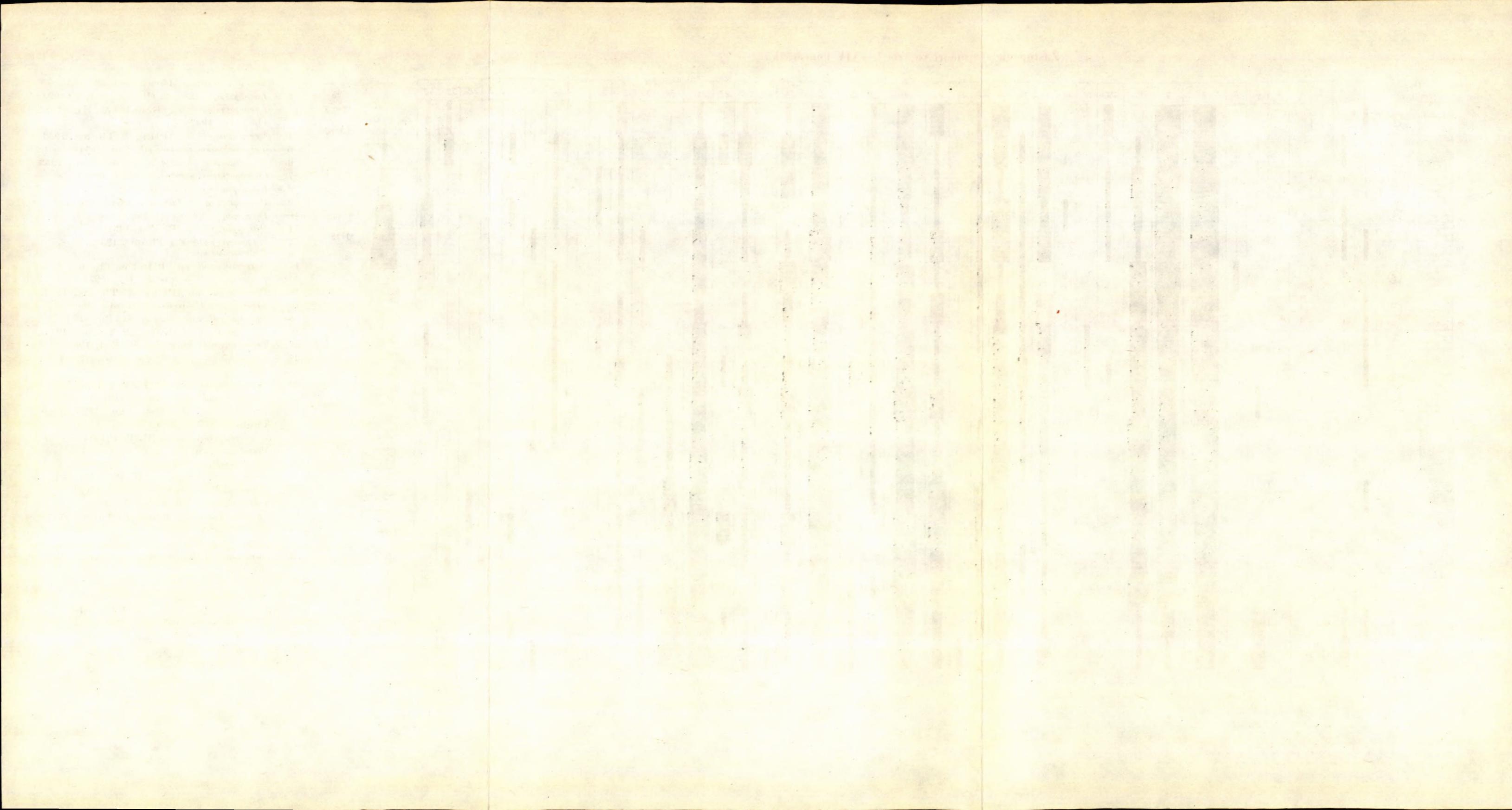
Podobné spoločenstvo ako Pantič (1956) uvádza z tortónu aj Pálfalvy (1961). Nepatrné rozdiely vyplývajú viac-menej z geografickej polohy. Thomson (1948) zistil

Ta b. 7

## Zastúpenie sporomorf vo vrte L—XIV Ponědrážka



Vysvetlivky k profilu: 1 — hliná piesčitá, 2 — ilovitý piesok, 3 — íl, 4 — kremeninový íl, 5 — uhoľný íl, 6 — ilový pieskovec, 7 — piesok, 8 — kryštalinikum



podobné klimatické podmienky v morských holšteinských sedimentoch s teplomilnou faunou. Uvádza tvorbu soli počas teplej aridnej klímy, akú predpokladáme pre obdobie tortónu u nás (vznik solných ložísk na vých. Slovensku).

V práci o flóre mladších treťohór z Madarska Andreanszky — Kovács (1955) uvádzá jú pre obdobie tortónu mediteránnu klímu s veľmi suchými letami.

Na základe týchto porovnaní usudzujeme, že v strednej Európe bola v tortóne klíma vcelku suchšia než v sarmate, alebo v helvéte.

### Porovnanie slovenských a juhočeských tortónskych sedimentov

Peľové spektrum juhočeských tortónskych sedimentov je druhove monotonnejšie ako na Slovensku. V zastúpení výtrusných nebadáme podstatnejšie zmeny; len v juhočeských sedimentoch chýbajú spóry húb a v našej buliminovej zóne sú bohatšie zastúpené *Polypodiaceae*.

Z ihličnatých v slovenských vzorkách je podstatne menej zastúpená čeľad *Taxodiaceae*. Zhoda je snáď v zastúpení *Pinus typ Haploxyylon* a *typ Diploxyylon*, ako aj rodu *Cedrus*. Rod *Podocarpus* sa v skúmanom materiáli zo slovenského tortónu nevyskytol. Vo výskytu angiosperm sú rozdiely ešte výraznejšie. *Tricolpopollenites liblarensis* (Thoms. 1950) sa v slovenskom tortóne vyskytuje len ojedinele, v juhočeskom materiáli je konštantný a dosť hojný. Zastúpenie rodu *Castanea* je temer obdobné ako vo vrte Ži — 2 a ŠV — 8. Rod *Tricolpopollenites pseudocingulum* (R. Pot.) je v juhočeskom materiáli hojnnejší ako na Slovensku, čo platí aj o rode *Cyrilla* a *Salix*. Naopak nižším percentom sú v Čechách zastúpené rody *Alnus*, *Carya*, *Tilia*, vôbec sa nevyskytuje *Pterocarya*, *Carpinus* a iné rody, ktoré sú pre slovenské tortónske peľové spektrá typické.

Na základe tohto porovnania usudzujeme, že peľový diagram z juhočeských sedimentov obsahuje sporomorfy teplomilnejšie než náš. V období sedimentácie mydlovanského súvrstvia bola klíma teplá suchá, subtropická. Tieto sedimenty sú asi o niečo staršie než náš spodný tortón; patria asi spodnému tortónu. Pritom berieme do úvahy aj vplyvy faciálne, ktoré mohli podmieniť odlišný charakter peľového obrazu.

*Ústredný ústav geologický, Praha  
Geologický ústav D. Štúra, Bratislava*

### LITERATÚRA

- [1] Andreánszky G., 1954: Ősnövénytan. Budapest. — [2] Andreánszky G.—Kovács G., 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. Budapest. — [3] Cicha I.—Tejkal J., 1965: Zum Problem des sog. Torton in den westkarpatischen Becken (Mittelmiozän). Geologické práce, Zprávy 36, Bratislava. — [4] Čtyroký P.—Fejfar O., 1962 a: Ein Fund von Süßwassergastropoden und Säugetieren

in der Mydlovary-Schichtenfolge in Südböhmen. Neues Jahrbuch, Stuttgart. — [5] Čtyroký P.—Fejfar O., 1962 b: Zpráva o nálezu břichonožeů a obratlovců v mydlovarském souvrství. Věst. ÚÚG, Praha. — [6] Dornič J. a kol., 1962: Vysvetlivky k listu Lišov (1 : 50.000). Rukopis; Geofond, Praha. — [7a] Gabrielová N., 1961: Palynologické zhodnocení vrtů GB—11 Domanín v pánvi Třeboňské a Be—13 Strpí v pánvi Budějovické. Věstník ÚÚG 38, Praha. — [7b] Gabrielová N., 1962: Několik poznámek k palynologickému výzkumu hnědouhelné sloje na dole A. Zápotocký v Úžině. Zprávy o geol. výzk. za rok 1961, Praha. — [8] Hegi J. M., 1908: Illustrierte Flora von Mittel-Europa, Band III. 1. Teil. — [9] Kheil J., 1964: Die Ostrakoden der Mydlovary-Schichtenfolge im südböhmischen Třeboň-Becken. SGV řada P, 4, Praha. — [10] Klaus W., 1954: Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien. — [11] Klaus W., 1955: Pollenanalytische Betrachtungen zur Alterstellung einer Blattfossilien führenden Schichte aus Wolkensdorf im unteren Lavanttal. Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt, Wien. — [12] Kremp G., 1957, 1958, 1961, 1962, 1963, 1964: Catalog of Fossil Spores and Pollen. The Pennsylvania State University. — [13] Krutsch W., 1962, 1963: Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Berlin. — [14] Lehotaiová R., 1965: Zpráva o mikrobiostratigrafii juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny k úkolu 503 za rok 1964. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [15] Malecha A.—Špinar Z. etc. 1962: Nové dělení a označení sedimentů jihočeských pánví. Věstník ÚÚG 37, Praha. — [16] Malecha A., 1963: Vývoj výzkumu křídy a třetihor v jihočeských pánvích. Věstník ÚÚG 38, Praha. — [17] Malecha A.—Suk M.—Zikmund J., 1964: Stavba a podloží jihočeských pánví. SGV, řada G—4, Praha. — [18] Mrázek A., 1957: Nové poznatky o geologii sedimentů jihočeských pánví. Věstník ÚÚG 32, Praha. — [19] Němejc F.—Pacltová B.—Špinar Z., 1954: Zpráva o stratigrafickém a paleontologickém výzkumu jihočeské třetihorní pánve. Zpr. o geol. výzk. za rok 1953, Praha. — [20] Pálfalvy J., 1961: A Mecsek hegység helvét-torton flórája. Évi jelentése, Budapest. — [21] Pantič N., 1956: Biostratigrafia terciernie flore Srbije. Beograd. — [22] Pacltová B., 1960: Rostlinné mikrofosfílie (hlavně sporomorfy) z lignitových ložisek u Mydlovar v Českobudějovické pánvi. Sbor. ÚÚG XXV, odd. paleont., Praha. — [23] Planderová E., 1965: Palynologické vyhodnotenie karpatských sedimentov. Manuscript (in lit.); Archív GÚDŠ, Bratislava. — [24] Planderová E., 1966: Zpráva o palynologickom zhodnotení vrtu GK—3. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [25] Řeháková Z., 1963: Diatomologicky výzkum mydlovarského souvrství ve střední části Třeboňské pánve. Zpr. geol. výzk. za rok 1962, Praha. — [26] Snopková P., 1961: Palynologický výskum neogenných sedimentov z okolia Štúrova, Nových Zámkov a Považia. Geol. práce, Zprávy 23, Bratislava. — [27] Slánská J., 1963: Výsledky petrografického výzkumu klikovského a mydlovarského souvrství. Věstník ÚÚG 38, Praha. — [28] Stuchlik L., 1964: Pollen analysis of the Miocene Deposits at Rypin. Acta palaeobotanica Vol. 5 Nr. 2. — [29] Thomson P. W., 1948: Beitrag zur Mikropaleontologie und Waldgeschichte des Neogens von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geol. und Paleontologie. Abt. B. Stuttgart. — [30] Thomson P. W.—Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica, Abt. B, Stuttgart. — [31] Teichmüller M., 1958: Rekonstruktionen verschiedener Moortypen des Hauptflozes der niederrheinischen Braunkohle. Fortschr. d. Geol. in Rheinland u. Westfalen, Krefeld. — [32] Zapletalová I., 1963: Vysvetlivky k vrtom Jakubov, Trhovište atd. Manuscript; Geofond, Bratislava.

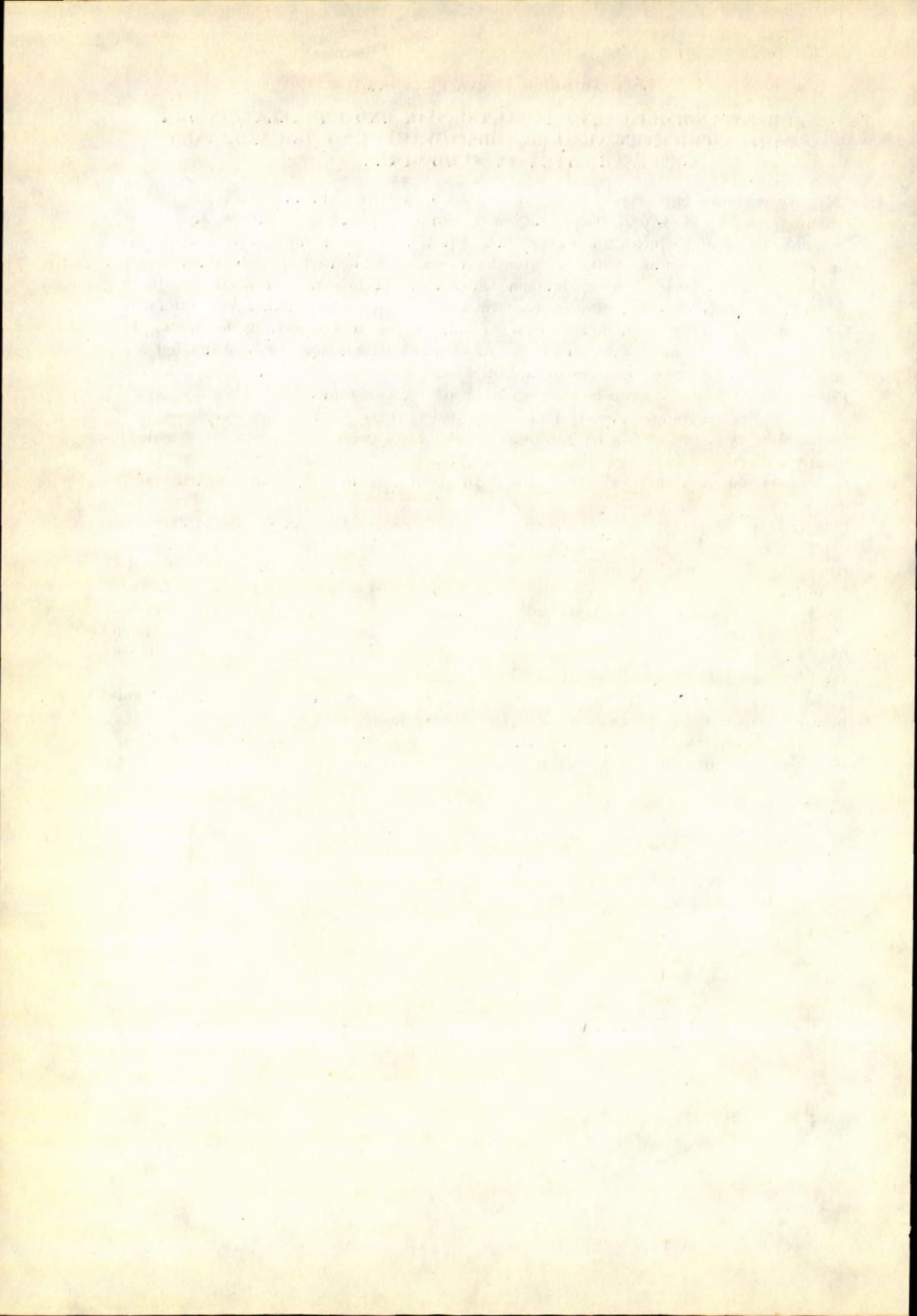
**ZUR PALYNOLOGISCHEN CHARAKTERISTIK UND KORRELATION DER  
TORTON SCHICHTEN AUS DER SÜDSLOWAKEI UND DER MIOZÄNEN  
SCHICHTEN IN SÜDBÖHMEN**

In der vorliegenden Arbeit ist die mikropaleobotanische Charakteristik der Torton-schichten aus der Süd- und Ostslowakei wie auch die Pollendiagramme der Mydlovary-Schichtfolge in Südböhmen übermittelt mit dem Ziel diese Schichten in beiden Räumen zu vergleichen und somit event. das Alter der Süsswasserschichten in Südböhmen bestim-men zu können. Diese Untersuchungen wurden mit Hilfe von zwei Methoden durch-geföhrt: a) durch klassische statistische Auswertung der prozentuellen Vertretung der betreffenden Fossilfunde in den Bohrungen und (b) durch Auswertung der Sporomor-phofunde im regionalen Maßstabe, wobei nicht an die Häufigkeit der betreffenden For-men auf einem Fundorte, sondern an die Anzahl der Fundorte, in welchen diese oder jene Form auftritt (von allen ausgewerteten Bohrungen), ankommt.

Anhand der palynologischen Untersuchungen derjenigen Tortonschichten deren Alter durch Mikrofaunenfunde in der Slowakei bestätigt wurde, konnten wir die Standard-diagramme zusammenstellen, die uns ermöglichen, die altersmässige Korrelation der Süsswasserschichten und derjenigen, deren Alter sonst nicht festgestellt werden konnte durchzuföhren.

Eingehend studierten wir die paleoökologischen Bedingungen während der Ablagerung der Tortonschichten. Das Klima wurde während der ganzen Tortonzeit noch immer sub-tropisch, mit reicher Verbreitung der arktotertiären Formen, aber mit Überresten der tropischen Pflanzen, welche besonders im tiefsten Torton reich vertreten sind. Was die Feuchtigkeitsverhältnisse anbelangt, vermuten wir auf Grund der feuchtliebenden Pflanzen, dass im Untertorton ein viel trockeneres Klima herrschte, als im höchsten Torton. Diese Feststellung steht auch mit dem Zeitabschnitt der Bildung von Salzlagen im Torton und der Kohlenflöze im Sarmat im Einklang.

Aus dem Vergleich unseres Pollendiagramms aus der Slowakei mit dem von Südböhmen (aus den für Torton auf Grund der Makrofauna gehaltenen Schichten) folgt, dass das Pflanzenbild im südböhmischen Becken auf ein wärmeres Klima hindeutet, das etwa im Untermiozän, höchstens im Untertorton herrschen durfte.



MIKULÁŠ TAKÁČ

PALÄOBOTANISCHE FUNDE IM HANDLOVÁ—NOVÁKY  
BRAUNKOHLENBECKEN

Mit der Forschung der fossilen Flora der kohlentragenden Serien in Handlová befasste sich F. Němejc (1952, 1959) mehrere Jahre. Nach der Bearbeitung des gesammelten Materials der tonigen und sandigen Schichten, welche die Kohlenflöze in diesem Gebiete begleiten, kam er zur Aufzählung folgender Gewächse:

*Lastrea styriaca* Ung., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Pinus* sp., *Widdringtonia helvetica* Heer, aff. *Sparganium stygium* Heer, *Spirematospermum wetzleri* (Heer) Chandler, *Salix* cf. *lavateri* Heer, *Fagus attenuata* Goepp., *Castanea kubinyi* Kov., *Carpinus grandis* Ung., *Betula macrophylla* Heer, *Alnus* („*Fagus*“) *feroniae* Ung. sp., *Juglans bilinica* Ung., *Juglans vetusta* Heer, *Ulmus longifolia* Ung., *Ulmus braunii* Heer, *Ulmus bronni* Ung., *Laurus primigenia* Ung., *Persea speciosa* Heer, *Fothergilla fagifolia* (Goepp.) Heer, *Liquidambar europaeum* A. Br., *Platanus aceroides* Goepp., *Fraxinus macroptera* Ett., *Cercidiphyllum crenatum* Ung. sp., *Büttneria tiliaefolia* (A. Br.) Dep., „*Acer*“ *giganteum* Goepp.

F. Němejc erzielte die Überzeugung, dass die hiesige Flora global als Flora etwas wärmerer gemässigten Zone anzusehen ist, da die wärmeliebenden Arten in seinem Verzeichnis stark den Arten weichen, welche eine ausgesprochene Neigung zu den heutigen Gewächsen der milden Zone zeigen. Ausserdem äusserte er die Ansicht, dass es sich um eine Flora handelt, die im Mitteltorton oder der unteren Phase des oberen Tortons wuchs.

B. Pacltová (1958) führte die Pollenanalysen von Mustern einiger Kohlendeckschichten und auch direkt im Handlovarevier durch und konstatiert, dass in den Mustern der Kohlenablagerungen die flügellosen Pollen der Koniferen aus der Familie *Taxodiaceae* und *Cupressaceae* überwiegen, welche die kohlenbildenden Elemente sind. Weitere Koniferen sind in geringerem Maßstab erhalten (cf. *Keteleria*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Pinus*, *Sciadopitys* u. a.). Im Pollenspektrum sind *Angiospermae* stark unterdrückt, von welchen sie hier bestimmte: *Myrica*, *Juglans*, *Carya*, cf. *Engelhardtia*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Salix*, *Tilia*, *Ilex*, cf. *Rhus*, *Nyssa*, *Ericaceae*, *Graminae* u. a..

Nach der bestimmten Flora äussert sich B. Pacltová, dass es sich eher um ein mediterranes oder sehr mildes subtropisches Klima handelt.

Im Jahre 1963 führte F. Petrík mit Koll. (1964) eine Pollenforschung der Nováky-Kohlenlagerungen durch. Dabei ersahen sie, dass von den Koniferen *Pinus*, *Abies*, *Picea*,

*Cedrus*, *Tsuga* ziemlich stark verbreitet sind, während *Taxodiaceae* und *Cupressaceae* nur selten vorkommen. Von den *Gymnospermae* hier bestimmten sie: *Myricaceae*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*. Von den Sporenpflanzen sind am meisten die Sporen von *Polypodiaceae* verbreitet, einmal auch von *Lygodium*. Es treten auch Pilzsporen auf (*Fungi*).

In den Jahren 1962 — 1964 führte ich die paläobotanische Forschung der Nováky-Kohlengruben durch (Baňa Mládež, Mier und Lehota), wo die kohlenführenden Serien sich in derselben geologischen Aera bildeten wie in Handlová. In den die Kohlenflöze begleitenden Tonschichten fand ich eine ziemlich grosse Menge (cca. 1500 Stück) gut erhaltener fossilen Pflanzen (Blätter, Früchte, Samen u. a.). Nach der bisherigen Bearbeitung des Materials bekam ich folgendes Bild der Pflanzenstellung:

- Equisetaceae: *Equisetum parlatorii* (Heer) Schimper.  
Ginkgoaceae: *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer.  
Pinaceae: *Abies* sp., *Pinus* sp. (Samen cca. 4 Arten), *Pinus* sp. (2-nadelig), *Pinus (Taeda) rigios* Ung.  
Taxodiaceae: *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Taxodium distichum miocenicum* Heer.  
Cupressaceae: *Libocedrus salicinioides* (Ung.) Heer.  
Cephalotaxaceae: *Cephalotaxus* sp.  
Taxaceae: *Taxus* cfr. *baccata* L.  
Magnoliaceae: *Magnolia* sp.  
Nelumbiaceae: *Nelumbo protolutea* Berry.  
Berberidaceae: *Berberis* sp.  
Cercidiphyllaceae: *Cercidiphyllum crenatum* (Ung.) Brown.  
Myricaceae: *Myrica* cfr. *cerifera* L., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap.  
Juglandaceae: *Juglans* sp., *Carya* sp., *Carya* cfr. *myristicaformis* (Mehx. f.) Nutt., *Pterocarya* sp.  
Betulaceae: *Alnus feroniae* (Ung.) Czeczott, *Alnus* cfr. *incana* (L.) Moench., *Betula* sp., *Betula* cfr. *lenta* L., *Betula prisca* Ett.  
Corylaceae: *Carpinus grandis* Ung., *Carpinus neilreichii* Kov., *Carpinus pyramidalis* Ung., *Ostrya* sp.  
Fagaceae: *Castanea* sp., *Castanea* cfr. *sativa* Mill., *Quercus* sp., *Quercus* cfr. *castanæfolia* C. A. Mey., *Quercus* cfr. *hispanica* Rér., *Quercus kubinyi* (Kov.) Czeczott, *Quercus lonchitis* Ung., *Quercus macrantheroides* Andreán-szky, *Quercus* cfr. *pontica* K. Koch, *Quercus pseudocastanea* Goepp., *Quercus* cfr. *robur* L.  
Eucommiaceae: *Eucommia europaea* Mädler.  
Hamamelidaceae: *Parrotia fagifolia* (Goepp.) Heer.  
Altingiaceae: *Liquidambar europaea* A. Br.  
Platanaceae: *Platanus aceroides* Goepp.

**Ulmaceae:** *Zelkova ungeri* Kov., *Ulmus* sp., *Ulmus braunii* Heer, *Ulmus bronnii* Ung., *Ulmus carpinooides* Goëpp.

**Lauraceae:** *Laurus* cfr. *nobilis* L., *Laurus primigenia* Ung., *Cinnamomum polymorphum* (Al. Br.) Fr., *Sassafras feretianum* Mass. et Scar.

**Caesalpinaeae:** *Podogonium knorii* Heer.

**Viciaceae:** *Sophora* cfr. *tomentosa* L., *Robinia regelii* Heer.

**Diospyraceae:** *Diospyros* cfr. *lotus* L.

**Salicaceae:** *Salix* sp., *Populus latior* A. Br.

**Tiliaceae:** *Tilia* sp.

**Malpighiaceae:** *Banisteriaecarpum giganteum* (Goepp.) Kräusel.

**Simarubaceae:** *Ailanthus confucii* Ung.

**Meliaceae:** *Cedrela* sp.

**Oleaceae:** *Fraxinus* sp., *Fraxinus* sp. (Früchte cca. 5 Arten).

**Aceraceae:** *Acer* sp. (Früchte cca. 6 Arten), *Acer decipiens* A. Br., *Acer* cfr. *platanoides* L., *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br.

**Sapindaceae:** *Sapindus falcifolius* A. Br.

**Nyssaceae:** *Nyssa disseminalata* (Ldwg.) Kirch.

**Alangiaceae:** *Alangium tiliaefolium* (A. Br.) Krysh. (einige Autoren reihen dieses in die Gattungen *Ficus* oder *Büttneria* ein).

**Bignoniaceae:** *Catalpa* cfr. *bignonioides* Walt.

**Smilacaceae:** *Smilax* cfr. *rotundifolia* L.

**Typhaceae:** *Typha* sp., *Typha latissima* A. Br.

Im gesammelten Material befinden sich noch cca. 40 weitere bisher noch nicht bestimmte Formen.

Von den angeführten Pflanzen kommen häufiger vor: *Abies* sp. (Samen), *Pinus* sp. (Samen), *Glyptostrobus europaeus* Heer (Zweige mit Zapfen), *Magnolia* sp. (besonders Samen), *Myrica lignitum* (Ung.) Sap. (Blätter), Gattung *Carpinus* (besonders Früchte), Gattung *Quercus* (Blätter), *Eucommia europaea* Mädler (Früchte), *Zelkova ungeri* Kov. (Blätter), Gattung *Ulmus* (besonders Früchte), *Salix* sp. (Blätter), Gattung *Fraxinus* (besonders Früchte), Gattung *Acer* (Blätter und Früchte), *Alangium tiliaefolium* (A. Br.) Krysh. (Blätter), Gattung *Typha* (Blätter).

Merklich ist das häufige Aufkommen der warmliebenden Arten. Zu den subtropischen, bzw. bis tropischen Arten kann man nach G. Andreánszky (1959) folgende einreihen: *Pinus (Taeda) rigios* Ung., *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Taxodium distichum miocenicum* Heer, *Cephalotaxus* sp., *Carya* cfr. *myristicaeformis* (Mehx. f.) Nutt., *Quercus* cfr. *castanaefolia* C. A. Mey., *Quercus* cfr. *hispanica* Rér., *Quercus kubinyi* (Kov.) Czeczott, *Quercus macrantheroides* Andreánszky, *Quercus* cfr. *pontica* K. Koch, *Zelkova ungeri* Kov., *Laurus* cfr. *nobilis* L., *Laurus primigenia* Ung., *Cinnamomum polymorphum* (A. Br.) Fr., *Podogonium knorii* (A. Br.) Heer, *Diospyros* cfr.

*lotus* L., *Banisteriaecarpum giganteum* (Goepp.) Kräuse, *Cedrela* sp., *Acer decipiens* A. Br., *Sapindus falcifolius* A. Br., *Alangium tiliaefolium* (A. Br.) Krysh., *Smilax* cfr. *rotundifolia* L.

Ein definitiver Abschluß über die klimatischen Verhältnisse des Handlová-Nováky-Kohlengebietes nach den bisherigen paläobotanischen Forschungen ist noch aus folgenden Gründen problematisch:

1. Die palynologische Forschung wurde in den Kohlenflözen durchgeführt, während die Makroflora in den die Kohle begleitenden Schichten gefunden wurde. Es geht daher um zeitlich verschiedene Horizonte. Auch wenn man die palynologische Forschung mit der Makroflorauntersuchung in den gleichen Horizonten durchführen wollte, bekäme man vor allem ein Bild der Ausbreitung der windliebenden Pflanzen und die Insektenliebenden würden sich im Spektrum nur vereinzelt zeigen. Trotzdem wäre die Pollenanalyse für die Komplettierung der Makrofloraforschung wichtig.

2. In den See, wo sich die Sedimente bildeten, konnten die Blätter, Samen und Früchte sowie andere Pflanzenteile vor allem durch Wasser oder Wind gelangen, in grössten Mengen vor allem Samen, fliegende Früchte und alljährig abfallendes Laub; die schwereren lederartigen immergrüne Blätter wurden ins Wasser nur sporadisch oder überhaupt nicht transportiert, besonders, wenn sie in weiterer Ferne vom Ufer wuchsen. Wir können deswegen zugeben, dass in jener Zeit hier eine viel grössere Zahl subtropischer Arten existierte, als bisher die Forschung ergab.

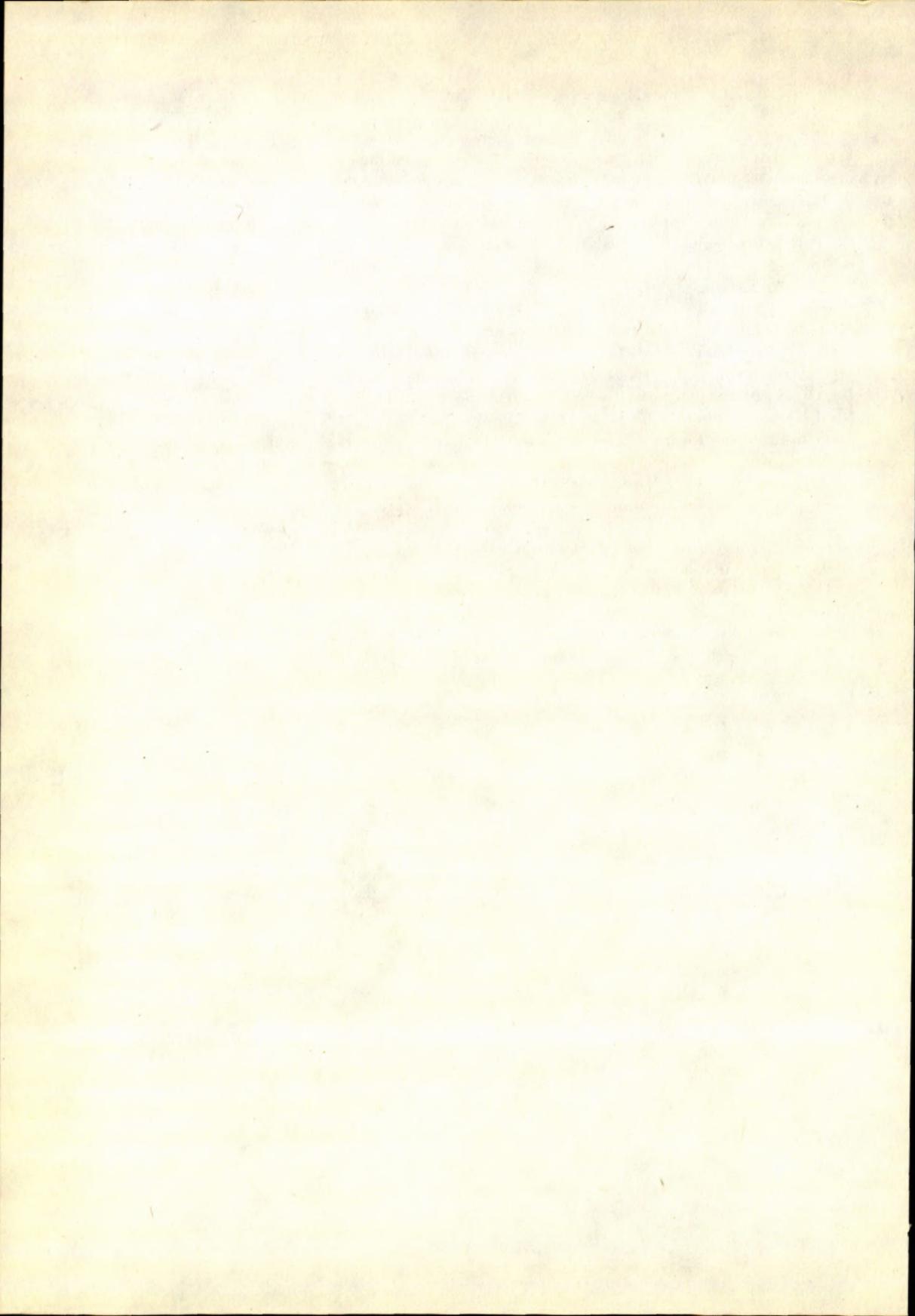
3. Bedeutungsvoll ist das Vorkommen einiger subtropischer bis tropischer Arten der Gattungen: *Widdringtonia*, *Lygodium*, *Cinnamomum*, *Persea*, *Banisteriaecarpum*, *Alangium*, *Sabal*, *Cedrela*. Unwahrscheinlich ist, dass diese Arten als Relikte in milder Zone wuchsen. Obenangeführte Funde vereint mit Vorkommen der übrigen subtropischen Arten leiten zur Ansicht, dass hier ein subtropisches Klima herrschte.

Die paläobotanische Forschung des angeführten Gebietes ist noch lange nicht beendet. Es fehlen palynologische Analysen der die Makroflora führenden Schichten und auch die bisherige Zahl des gesammelten Materials genügt nicht zur Erlangung eines definitiven Resultates. Es wird daher notwendig, in der Forschungsarbeit weiter zu schreiten.

*Heimatmuseum,  
Bojnice*

## SCHRIFTTUM

- [1] Andreánszky G., 1959: Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn, Budapest.  
— [2] Andreánszky G., Kovács É., 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. A magyar állami földtani intézet évkönyve, Vol. XLIV, Fasc. 1, Budapest. — [3] Brabenec B., 1909: Souborná květena českého útvaru třetihorního, Praha. — [4] Czeiczottowa H., 1951: Środkowo-mioceńska flora Zalesiec kolo Wiśniowca, I. Acta Geologica Polonica, Vol. II, Warszawa. — [5] Čechovič V., 1959: Geológia tretihorných vrstiev severného okraja Handlovskej uholnej panvy. Geologické práce, zoš. 53, Bratislava. — [6] Ettingshausen C., 1861: Blattskelete der Dikotyledonen, Wien. — [7] Gothan W., Weyland H., 1954: Lehrbuch der Paläobotanik, Berlin. — [8] Jähnichen H., 1955: Beiträge zur Flora der tertiären plastischen Tone von Preschen b. Bilin (ČSR), Lauraceae I. Jahrbuch des Staat. Museums für Min. und Geol. zu Dresden — [9] Kirchheimer F., 1957: Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit, Halle (Saale). — [10] Knobloch E., 1961: Die oberoligozäne Flora des Pirskenberges bei Šluknov in Nord-Böhmen. Sborník ÚÚG, sv. XXVI, 1959, Praha. — [11] Němejc F., 1952: K vzájemnému poměru fosilních květen handlovské hnědouhelné pánve a některých uloženin z oblasti rhyolitových vyvřelin jižně od Kremnice na Slovensku. Sborník ÚÚG, sv. XVIII, Praha. — [12] Němejc F., 1959: Zpráva o stratigrafickém hodnocení fosilních květen handlovské a kremnicko-štiavnické oblasti. Zprávy o geol. výzk. v roce 1957, Praha. — [13] Osnovy paleontologii, spravočník dlja paleontologov i geologov SSSR, golszemennye i pokrytosemennye, Moskva 1963. — [14] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum tertiéru v oblasti Handlová na Slovensku. Čas. pro min. a geol., sv. 3, Praha. — [15] Pálffalvy I., 1959: Növénymaradványok Sajókaza szarmata rétegeiből. M. áll. földtani int. évi jelentése az 1957–1958 évről, Budapest. — [16] Petrík Fr. a kolektív, 1964: Poznámky o výskume nováckeho sloja a jeho nadložia. Zprávy o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko, Bratislava.



MIROSLAV IVANOV

## VZŤAH ZRUDNENIA TRIBČA K ŠTIAVNICKEJ A KREMNICKEJ RUDNEJ MINERALIZÁCII

V tomto príspevku sa zaobrám niektorými štruktúrnymi a geochemickými otázkami v uvedených rudných rajónoch. Pri zisťovaní nádejnych miest pre skryté polymetalické metasomatické ložiská v pohorí Tribeč v rokoch 1962—64 prihliadal som k paragenéze, geochémii a štruktúrny i uložným pomerom nemetasomatických typov zrudnenia v tomto pohorí i v prilahlých územiach s terciérnou mineralizáciou. Z tohto štúdia vyplynuli určité metalogenetické vzťahy, o ktorých bude nižšie reč.

V pohorí Tribeč boli podrobenej štúdiu nasledovné rudné výskyty a ich okolie: (1) Pb (Ag) zrudnenie metasomatického typu v aniských vápencoch (na styku s kryštalickými bridlicami Tribča) medzi Veľkým Poľom a Pílou — ložisko Ján Nepomuk; (2) nové hydrotermálne pásmo juž. od k. 575, južne od Veľkého Poľa s pyritovou mineralizáciou a s Pb-Zn apofýzami (vrt Pi-2); (3) dva rudné výskyty s rozptýlenou polymetalickou mineralizáciou v aniských vápencoch priamo v dedine Píla (JZ od nich sa tiahne na povrchu súvislé hydrotermálne pásmo (SZ—JV smeru s prekremenéním vápencov a s rozptýlenou sulfidickou mineralizáciou); (4) Cu-zrudnenie žilného a impregnačného typu v perme Kuliarovej doliny; (5) Pb-Zn (Cu) zrudnenie žilného typu v perme Moras doliny (3 paralelné žily); (6) Sb-mineralizácia v strednotriásových dolomitoch pri Rajnochovom štáli (pôvodne išlo o antimonitové zrudnenie, dnes vplyvom atmosférilií o výskyt hydroromeitu; Polák 1957).

Kedže väčšinu týchto výskytov študovali už starší autori (Polák 1953; Harazim 1956; Kubíny 1958; Biely 1962), obmedzím sa v tomto príspevku na niektoré problémy o vzťahu metalogenézy Tribča ku kremnicko-novobanskému a hodrušsko-štiavnickému rudnému rajónu. Pokiaľ ide o výsledky o geochemickej prospekcii vo východnej časti pohoria Tribeč odkazujem na svoju záverečnú zprávu (Ivanov 1965).

Rekonštrukciou štruktúrnych pomerov dospejeme k názoru, že všetky rudné výskyty vo vých. časti Tribečského pohoria (okrem Cu-zrudnenia v Kulliarovej doline) sa viažu na jednotný poruchový systém, a to na tektonické línie SZ—JV, poprípade SSZ—JJV smeru. Tento smer je totožný so smerom hlavnej tektonickej línie, tiahnucej sa údolím od Veľkého Poľa k Horným Hámrom a Žarnovici (Biely 1959), ba v pokračovaní až k Hodruši. Je pravdepodobné, že táto tektonická línia bola oživovaná i počas mladších tektonických pochodov; je mladšia ako presun chočskej jednotky na krížňanskú a staršia ako priečne poruchy SV—JZ smeru, ktoré vytvorili sériou transverzálnych zlomov v tomto území akúsi hrast s tektonickými oknami (oblasť Píly). Priečna tektonika na tomto území už je porudná. V dôsledku nej jednotlivé bloky s podložnou krížňanskou sériou značne poklesli, a preto sa tu stretávame vedla seba so sedimentmi chočskej a krížňanskej série. Zrudnenie pozorujeme v oboch sériách, z čoho by vyplývalo, že k nemu došlo až po hlavných alpinských presunových pohyboch.

Posudzujúc z tohto aspektu výskyty Pb-Zn (Cu, Ag) rúd (ložisko Ján Nepomuk; Píla; Moras dolina), podobné zrudnenia by sme mohli teoreticky očakávať i pod mladšími tektonickými (a stratigrafickými) jednotkami, konkrétnie pod karbónskymi drobami a pieskovcami medzi ložiskom Ján Nepomuk a pilanským tektonickým oknom, pod karbónskymi sedimentmi južne od Píly a pod andezitickými brekciemi a andezitmi priľahlých území permu pri Horných Hámroch. Väčade tu zrejme prebiehala staršia predrudná poruchová zóna, ktorá, obdobne ako v tektonických oknach, mohla byť využitá hydrotermálnymi roztokmi k ascendencii. V dôsledku priečnych (mladších) porudných zlomov a poklesu blokov, ako aj extrúziami andezitov mohli byť tieto rudné štruktúry pochované. Pretože úklon predrudných tektonických línii je k východu, i skryté rudné štruktúry mohli byť posunuté k východu.

Výsledky paragenetického a geochemického štúdia na rudných výskytoch východnej časti Tribečského pohoria zhrňujem len sumárne v tabuľke. V jej prvej časti sú u jednotlivých rudných typov uvedené hlavné minerály. Písmená A, B, C označujú ich relatívne kvantitatívne zastúpenie (A = podstatné množstvo; B = podradné; C = akcesorické). V druhej časti čísla 1, 2, 3, 4, 5 označujú koncentrácie rudných a stopových prvkov (v dekadickom delení) v zrudnej hornine. Vzorky boli analyzované semikvantitatívne a hodnoty uvedené v tabuľke predstavujú ich priemer.

Pre vzájomné porovnanie a názornejšie zobrazenie štruktúrno-geologických prvkov súvisiacich s metalogenézou Tribča a banskoštiavnickej a kremnicko-novobanskej oblasti prikladám mapku v mierke 1 : 200 000, vypracovanú na podklade generálnych map list Nitra (redaktor M. Kuthan) a geologickej mapy Tribča (Biely).

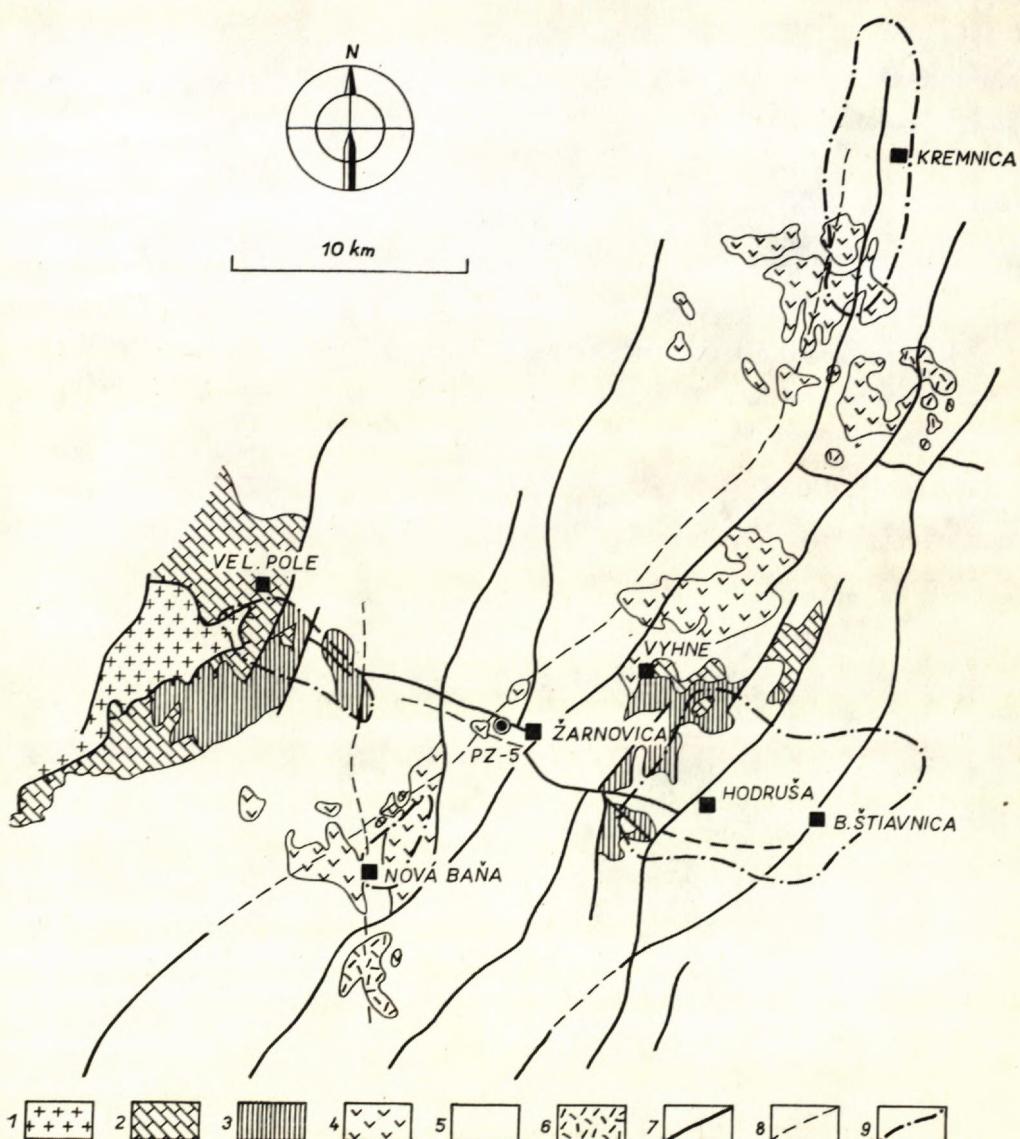
Ako vidieť z mapky, mezozoikum Tribča tvorí protialhlé krídlo mezozoického tektonického okna hodrušsko-vyhnianského. Mezozoické série pravdepodobne pokračujú i pod depresiou údolia Hrona, vyplnenou mocnými príkrovmi neovulkanitov. V predmetnom území dominujú terciérne eruptívy nad

Sumárne mineralogicko-geochemické porovnanie rudných výskytov východnej časti Tribča

Typ zrudnenia – lokalizácia	Hlavné hypogenné minerály									Rudné a stopové prvky (priemerné semikvantitatívne hodnoty)								
	Galenit	Sfalerit	Chalkopyrit	Tetraedrit	Pyrit	Hematit	Magnetit	Siderit	Ankerit	Pb	Zn	Cu	Ag	Hg	Bi	Mo	Sn	
									Antimonit (hydronomeit)									
1 Pb – (Zn) metasomatické zrudnenie v strednom triase lož. Ján Nepomuk – Veľké Pole	A	C		A				B		4 – 5	3	3 – 4	3 – 4	–	–	2	1	
2 Pb – Zn Žilno-metasomatická mineralizácia v strednom triase, vrt Pi-2 južne od V. Poľa	?	?	C							3	3	2	2	–	–	2	1	
3 Pyritová metasomatická mineralizácia vo vrte Pi-2 južne od V. Poľa			A	B						1	–	1	–	–	–	2	2	
4 Polymetalické metasomatické zrudnenie v strednom triase západne od Pily	?	?	?	A						2	2	2 – 3	2 – 3	0 – 1	1	2 – 3	–	
5 Cu – Fe žilno-impregnačné zrudnenie v perme Kuliarovej doliny, Horné Hamre			A	B	A	B	B	A	A	2	2	5	2	–	2 – 3	1 – 2	2	
6 Polymetalické žilné zrudnenie v perme Moroz-doliny, Hor. Hamre	A	A	B	C	A		C			4 – 5	5	4	3 – 4	–	0 – 2	0 – 2	1	
7 Sb – zrudnenie pri Rajnochovom Štali				C				A		2	3	1	2	–	–	2	–	

	Cd	Sb	As	Tl	Ge	Ga	Co	Cr	Ni	V	Ba	Rb	Sc	Ti	Y	Yb	B	La
1	–	3	3	–	–	1	2	1	1	2	2	–	1	4	1	1	1	0 – 1
2	–	3	–	2	–	–	2	1	2	2	2	–	–	2	2	–	1	–
3	–	–	3	–	–	–	2	2	2	2	2	–	2	3	–	–	3	–
4	–	2	–	–	0 – 1	1	1	1	1	2	2	0 – 1	–	3	–	1	1	–
5	–	2	2 – 3	–	1	1 – 2	3	2	2	2	0 – 1	–	–	3	0 – 1	–	1	–
6	2	0 – 3	–	–	–	2	2	1 – 2	2	2	2	–	–	4	–	0 – 1	2	–
7	–	5	–	–	–	–	1	1	1	2	2	–	–	3	–	1	–	–

Obr. 1. Schematická štruktúrna mapka s metalogenetickými areálmi v oblasti stredo-slovenských neovulkanitov.



1 — kryštalínikum s obalom; 2 — križnanská séria; 3 — chočská séria (s permokarbónom); 4 — ryolity a ich tufy; 5 — rôzne typy andezitov, dacitov a neogén; 6 — bazalty  
7 — bazaltoidné andezity, 8 — hlavné tektonické línie, 9 — predpokladané tektonické línie; 9 — hranica rudných areálov.

sedimentmi. Tektonický štýl územia je výsledkom alpínskej (príkrovová stavba mezozoických sérií) a mladšej, pravdepodobne terciérnej tektoniky (germanotypné prejavy). Pri mladšej tektonike uplatňujú sa hlavne dva smery: starší SZ—JV, príp. SSZ—JJV a mladší SV—JZ. Okrem tektonických línii vyznačených na mapke plnou čiarou, doplnil som i ďalšie, predpokladané (čiarkovane). Ich existencia v okolí Žarnovice vyplýva z rozloženia menších telies ryolitov v lineárnom smere a pokračovania smerov starých rudných tahov. Je pravdepodobné, že tieto extrúzie využívali miesta najmenšieho odporu.

Zrudnenie vo východnej časti pohoria Tribeč sleduje, ako sme už spomenuli, práve staršiu terciérnu tektoniku SZ—JV, príp. SSZ—JJV smeru. Sústreďuje sa na niekoľko paralelných žíl strmo upadajúcich k východu. Mladšia terciérna tektonika (SV—JZ) je v tomto území porudná, prerušuje už rudné žíly. Mineralizácia má zväčša polymetalický charakter s tendenciou ubúdania termálnosti rudných roztokov od Pílanského potoka smerom k JZ.

U rudných žíl a metasomatických telies je pre túto oblasť príznačná prítomnosť Mo a Ag a neprítomnosť Sn, W a čiatočne Bi, čím sa podstatne líšia od hodrušsko-štiavnickej paragenézy (porovnaj v ďalšom). Rudné prejavy Tribečského pohoria sú pravdepodobne terciérne, avšak staršie ako zrudnenie v hodrušsko-štiavnickej metalogenetickej oblasti. Ide asi o prvú mineralizačnú fázu terciérneho vulkanizmu. Výnimkou je Cu-mineralizácia v Kuliarovej doline, ktorá sa líši od nich štruktúrne, parageneticky i geochemicky a je pravdepodobne (Kubíny 1963) alpínskeho veku. Geochemicky čiastočne odlišný je i výskyt Zn-Pb zrudnenie v Moras doline, ktorý však považujeme za súčasť terciérneho metalogenetického obdobia.

Zrudnenie v hodrušsko-štiavnickej metalogenetickej oblasti, na rozdiel od rudných prejavov Tribča, v zmysle prác Koděru (1956), Štokla (1962) a ďalších, sleduje mladšie terciérne tektonické línii SV—JZ smeru, resp. rudné stĺpy sú vyvinuté na jej rozhraní s priečnou staršou tektonikou SZ—JV smeru. Už z tektonických prvkov vidieť, že tu ide o mineralizáciu mladšiu ako v Tribči. Aj parageneticky sú žily hodrušsko-štiavnické rôznorodejšie. Podľa Koděru (1956) mineralizácia sa odohrala v 7 periódach. Na rudných žilách pozorujeme bohatú asociáciu hydrotermálnych prvkov: Fe, Pb, Zn, Cu, Ag, Hg, Bi, Sb, As, Cd, W, Sn, Ni, Co, V, Ge, Ga, (Au), Be. Obzvlášť príznačná je (podľa Koděru 1956) neprítomnosť Mo a prítomnosť W, Sn, Bi a čiastočne Au; W-minerály (scheelity) podľa Kantora—Eliaša (1963) nie sú zriedkavé.

Podstatné geochemické rozdiely medzi oboma metalogenetickými oblasťami (Tribeč-Štiavnica) sú spôsobené asi rozličnými materskými magmatickými intrúziami.

Kremnická a novobanská oblasť majú analogické paragenetické, štruktúrne i geochemické pomery, podstatne odlišne od oblasti hodrušsko-štiavnickej.

Mineralizácia tu sleduje S—J tektoniku, s miernym úklonom k východu. V Kremnických horách Böhmer (1959) odlišuje 4 rudné períody, z ktorých prvé dve sú zlatonosné (hydrotermálne kremene s rozptýlenou sulfidickou mineralizáciou). V kremeňoch pozorujeme nasledovné hydrotermálne prvky: Ag, (Au), Mo, Cu, Pb, As, Sb, Sn, Ga, Be. Väčšina sulfidov sa však viaže na poslednú antimonitovú fázu. Podľa Böhmera (1959) kremnické žily sú mladšie ako rudné žily v hodrušsko-štiavnickom rajóne a sú viazané na niektorú z ryolitových magiem. Novobanské žily sledujú zväčša smer SSV—JJZ.

Porovnaním štruktúrnych, paragenetických a geochemických pomerov vo všetkých štyroch rudných rajónoch dospejeme k názoru, že pravdepodobne patria trom geneticky samostatným metalogenetickým procesom. K najstaršej mineralizačnej fáze by patrili rudné prejavy v Tribči, relatívne mladšie sú metalogenetické procesy v hodrušsko-štiavnickej oblasti a najmladšie v Kremnických horách a v oblasti novobanskej.

Z priloženej mapky je vidieť, že uvedené rudné rajóny sa nachádzajú v protiahľahlych rohoch kosodiaľnika. Nie je, myslím, náhodné, že jeho uhlopriečky tvoria práve hlavné tektonické línie územia. Pravdepodobne i hlbinné rudnosné magmy sledovali tieto najlabilnejšie miesta zemskej kôry.

Z metalogenetického hľadiska nevyjasnená ostáva však oblasť priesčníka týchto dvoch tektonických smerov v blízkosti Žarnovice. Je možné, že tento priesčník tektonických línií využila niektorá z mineralizačných fáz k ascencii hydrotermálnych roztokov, resp. že mezozoické série v podloží neovulkanitov v blízkosti neho sú metasomaticky zrudnené. Túto otázku by mohol objasniť hlbinný štruktúrny vrt (vid označenie PZ-5 na mapke).

Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava

#### LITERATÚRA

- [1] Biely A., 1960: Základný geologický výskum mezozoika Tribečského pohoria. Ručopis: Archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Biely A., 1962: Rudné výskyty v mezozoiku Tribča. Geologické práce, Zoš. 62, Bratislava. — [3] Böhmer M., 1959: Geologicko-ložiskové pomery Kremnického rudného pola. Acta geologica et geographica UC. Georgia č. 2, Bratislava. — [4] Fiala F., 1961: Geologicko-petrograffický výskum centrální a západní časti Kremnických hor za rok 1955—60. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Ivanov M., 1962: Príspevok k otázkam metalogenezy centrálnych Západných Karpat. Geologické práce, Zošit 62, Bratislava. — [6] Ivanov M., 1965: Záverečná zpráva o geochemickom výskume metasomatických typov zrudnenia v karbonatických horninách centrálnej časti Karpát. Bratislava, Geofond. — [7] Juriga F., 1963: K otázke hlbkového pokračovania bansko-štiavnických rudných žíl. Geologické práce Zprávy 29, Bratislava. — [8] Kantor J.—Eliáš K., 1963: Nález šelitu na rudných žilách v Banskej Štiavnici, Hodruši a Vyhniach. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava. — [9] Koděra M., 1956: Paragenéza a chemizmus Terezia žily v Banskej Štiavnici. Geologické práce,

Zošit 42, Bratislava. — [10] Kubíny D., 1963: Nové poznatky o geológii ložiska pri Pile. Geologické práce, Zprávy 29, Bratislava. — [11] Polák S. 1964: Metasomatické výskyty galenitu v stredno-triasových vápencoch pri Pile. Geologické práce Zprávy 2, Bratislava. — [12] Polák S., 1957: Zpráva o výsledkoch vyhľadávacieho prieskumu na Sb-rudy; Malá Lehota — Rajnochov Štal. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery bansko-hodrušského rudného obvodu. Geologické práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [14] Varček C., — Regásek Fr., 1962: Zrudnenie v mezoiku Slovenska. Geologické práce, Zošit 62, Bratislava.

MIROSLAV IVANOV

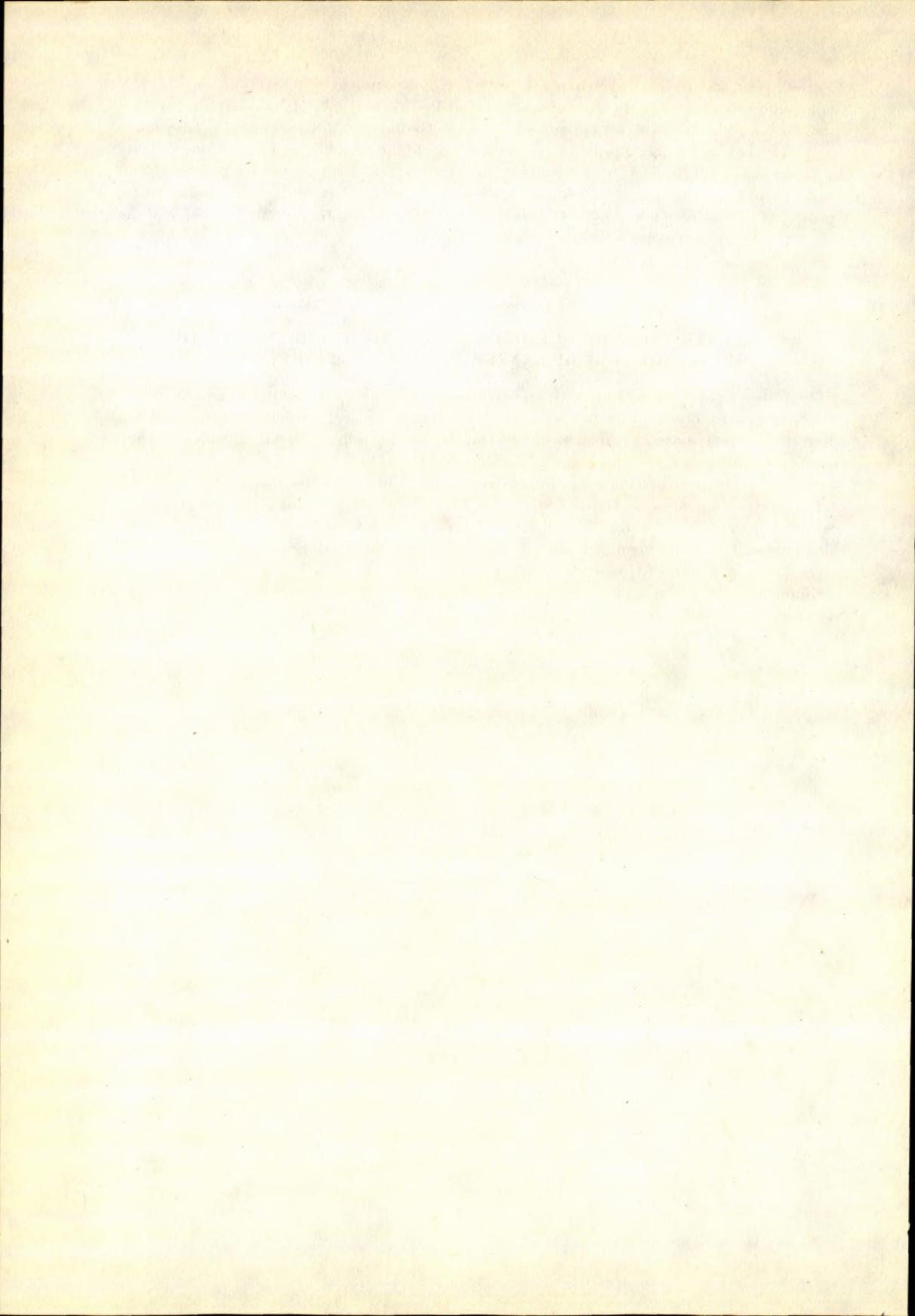
### RELATIONSHIP OF ORE DEPOSITS OF THE TRIBEČ MTS TO THE METALLOGENESIS OF BANSKÁ ŠTIAVNICA, AND KREMNICA

The present paper is dealing with structural and geochemical conditions in the area of the Tribeč Mts. The author is also concerning paragenetical problems. The results of these studies are summarized in table 1. Due to all the mineralogical, geochemical and structural circumstances, the areas with hopeful mineralization are marked out.

In the second part of this contribution the author solves the problems of relationship of Tribeč metallogenesis to Banská Štiavnica and Kremnica ore mineralization. The polymetallic ore deposits of Tribeč Mts. are considered by him as oldes phases of Tertiary metallogenesis. The ore veins and bodies in Banská Štiavnica and Kremnica are of later age.

The last conclusion of this work is the supposition , that the point of intersection of the dominant structural lines near by Žarnovica, which join the areas of Tribeč and Banská Štiavnica and the Kremnica area with Nová Baňa area on the other hand is very hopeful for finding of hidden ore deposits.

Dionýz Štúr Institute of Geology,  
Bratislava



JOSEF JANÁČEK

## POZNÁMKY KE STRATIGRAFIÍ A PALEOGEOGRAFIÍ MIOCÉNU A PLIOCÉNU KOŠICKÉ KOTLINY

**Výtaž.** Nové poznatky se týkají předně stratigrafie. Svrchní helvet má pestrý vývoj a je přechodným typem k solnému vývoji prešovskému. Spodní torton je tu vyvinut ve facii pelitické. Ve svrchním tortonu je nejdůležitějším zjištěním výrazně transgresivní ráz svrchní subzony. Basální svrchnotortonské štěrky, až 200 m mocné, mají ve svrchní polovině velmi hojně valouny andesitové.

Spodní sarmat končí při okraji mocnými regresivními štěrky a píska, které budují spodní část košické štěrkové formace. Její střední polohy tvoří patrně štěrky a píska okrajového vývoje vyššího vyslazeného sarmatu, který sem zasahuje od jihu. Vyšší sarmat není v oblasti západně od Bidovej vyvinut. Svrchní část košické štěrkové formace tvoří štěrky svrchního pliocénu, patrně levantu.

V košické štěrkové formaci jsou tedy podle současných znalostí zastoupeny nejméně 3 sedimentační cykly, oddělené od sebe dvěma skrytými diskordancemi, výrazně charakterisovanými odlišným složením štěrku, které je výrazem změny snosných oblastí.

V práci jsou též poznámky k paleogeografii a ke stratigrafickému postavení neovulkanitů, hlavně v tortonu a svrchním helvetu.

Nová zjištění ve stratigrafii a poznatky v paleogeografii neogénu Košické kotliny z r. 1964 a dílem též r. 1965 zpřesňují a doplňují dosud přijímané pojetí geologické stavby. Po předchozím podrobném těhovém výzkumu pánve v r. 1963—1964 (F. Hadamovský 1964, J. Odstrčil 1965) byl sem počátkem r. 1964 soustředěn regionální výzkum reflexně-seismický (J. Novák 1965) a vrtní průzkum (do hl. 600 m). V seismickém měření v kotlině se pokračovalo systematicky v r. 1965. Nový stratigrafický výzkum se mohl opřít o řadu orientačních a strukturních vrtů. Strukturní průzkum měl tu sice hlavně ráz regionálního profilového šetření, nicméně zpracování téměř 200 vrteb pro potřeby základního výzkumu bylo tu prvnou metodikou toho druhu. Celková mocnost takto studovaného vrstevního profilu přítomných sedimentů činí 2500 m. Na východní polovině listu bylo kromě toho zpracováno 130 přirozených i umělých odkryvů, zvláště v zárezech nové železniční komunikace, překládaných cest a při pracích melioračních.

Stratigrafická identifikace miocenních souvrství na starých odkryvech je tu velmi obtížná, protože lithologicko-petrografický vývoj jednotlivých stratigrafických celků je velmi blízký až totožný. Mimo to jsou sedimenty silně navětrancé (zvláště vápnité pelity, nezřídka do hl. 15—20 m). Rovněž paleontologická kriteria tu selhávají. Mocná souvrství miocénu mají buď sladkovodní vývoj, nebo jsou silně vyslazená a střídají se v nich vrstevní intervaly brackické se sladkovodními. Tak na př. pelitické obzory sladkovodní ve spodním sarmatu nelze rozlišit od vyššího sarmatu. Totéž platí o mocném souvrství svrchní subzony svrchního tortonu. Uvedené sedimenty obsahují také sladkovodní průběžné formy. Stratigrafická příslušnost takových výchozů byla tu určena podle lithologicky a paleontologicky korelovatelného profilu celé vrtby.

Nejspodněji zde byla zjištěna série karpatu (svrchního helvetu) v mocnosti asi 650 m. Souvrství však nebylo převrtané, takže celková mocnost bude značně větší.

Z nejbližšího okolí uvádí J. Švagrovský (1950), jíly, ekvivalentní solnému souvrství prešovskému, t. j. „helvetu“ z podloží varhaňovských štěrků. Tento nesprávný závěr vyplýnul z mylného určení stáří varhaňovských štěrků. Bohatá „helvetská“ společenstva mikrofauny popsala V. Kantorová od Tepličan, sev. od Košic (V. Kantorová—J. Kantor 1955). T. Buday (1960) a I. Cicha—J. Kheil (1960) kriticky zhodnotili starší výzkumy spodního a středního miocénu (D. Andrusov 1951) a vypracovali stratigrafii. Byla prokázána nepřítomnost spodního helvetu a diskordantně uložené vrstvy nad burdigalem (J. Janáček 1959) byly vyčleněny jako svrchnohelvetské.

Na rozdíl od severního prešovského kotlina a SZ vranovské části pánve, odkud se uvádí několik facií (Menčík 1953; Leško, 1954; Seneš—Švagrovský 1957; Janáček 1958, 1959; Buday 1960), je tu dosud převrtaná toliko facie pestrá. V případě, že tento vývoj reprezentuje celé zde přítomné souvrství karpatu, pak se více blíží vzdálenějšímu vývoji v trebišovské oblasti, než bližšímu vývoji prešovskému. Příčiny toho lze spatřovat v paleogeografických vztazích.

V gravimetrické a paleogeografické mapě mocností karpatu a burdigalu se velmi zřetelně projevuje příčný morfologický hřbet hanušovské hrástě, který je předělem mezi solným a faunisticky sterilním vývojem karpatu. Proto stejně jako na východě pánve nebyly zde zjištěny šedé vrstvy, známé z Prešovska.

Základní složkou pestrého souvrství jsou *pelity*, zelenavé sedé, hnědě, jen polohově žlutavěhnědě skvrnité, většinou slabě až velmi slabě jemně písčité vápnité. Ve svrchním oddílu, většinou blíže nadloží, jsou dosti často vyvinuty polohy ruděhnědě až ruděčerveně skvrnité, v hlubším profilu jen sporadické. Charakteristická červenofialová až fialová skvrnitost zde nebyla pozorovaná. Vrstevnatost není dokonalá. Vrstvy hrubších mocností jsou dosti vzácné. Zpevnění sedimentů nebylo zde pozorované, s výjimkou tenkých propláštěných vápnitých pískovců, konkrecionárního charakteru. Jsou však značně řídké.

Světle zelenavé sedé, převážně silně jemně písčité *vápnité jíly* tvoří mezivrstvy v pestrých pelitech (mocné 3—7 m, řidčeji i 10 m). Ve svrchním oddílu je poměr

mezi pestrou a nepestrou složkou asi 1 : 1, ve spodním oddílu jsou řídké, zato však mocnější.

V pestré sérii karpatu můžeme rozlišit 3 typické vrstevní celky: střední sádrovcové, ekvivalent solné série prešovské a souvrství v jeho nadloží a podloží.

Sádrovcové souvrství má mocnost 200—230 m. Jsou v něm přítomné místy až hojně proužky a propláštka bílého sádrovce. Jejich přítomnost se omezuje vždy také na pestré vrstevní intervaly. Směrem k podloží i nadloží jich pozvolna ubývají, až zcela vymizí. Proti východní oblasti, kde sádrovce jsou roztroušeny v pestrých pelitech jako mikrokrytiny, je košická facie projevem vyššího stupně evaporace, na přechodu do solné facie prešovské. Mocnost podloží sádrovcové serie neznáme. Nadložní souvrství (200—250 m) se lithologicky-petrograficky nelíší od svého podloží, až na sádrovce, které nejsou přítomny.

Důležitým je zjištění *vulkanické eruptivní činnosti*, dokumentované zde ryolitovými tufity s úlomky tufů u Čahanovců, SV od Košic. Jsou to bezpochyby ekvivalenty ryolitů od Prešova (Buday 1960).

Faunisticky byly pestré vrstvy dosud označované za většinou sterilní nebo jen s chudou mikrofaunou (Čicha—Kheil 1960). V r. 1964 byla nalezana v pestré sérii sice chudá, ale početnější společenstva. Na vrtbě cf Dr 2, (j. od Varhaňovců) v hl. 99—100 m uvádí v r. 1964 I. Zapletalová z pestrého souvrství, bohatého na kalcitové konkrece s ojedinělými anhydryidy, podobné společenstvo mikrofauny jako Kantorová (1955) od Tepličan.

Nadložní diskordantně uložený spodní torton má tu vývoj mořský. Ze studované oblasti je dosud znám patrně v neúplné mocnosti 170 m.

Otzázkou „basálních“ štěrků tu řešil Švagrovský (1950, 1952). Ačkoli o nalezené mořské fauně zjišťuje, že je transportem silně narušená, mylně předpokládá, že štěrky tvoří basi spodního tortonu. Mišík (1955), přejímá názor o jejich spodnotortonském stáří a řadí k nim též štěrky od Lady.

„Spodnotortonské“ sedimenty popisuje Švagrovský (1955) v odkryvu JZ a JV od osady Ďurdošik, kde bylo vrty zjištěno, že zde vystupuje nejsvrchnější vyslazený torton (asi 900 m mocný).

Buday—Čicha (1956) a Janáček až do r. 1959 nepředpokládají na východním Slovensku přítomnost spodního tortonu. Teprve r. 1960 uvádí Buday mezi Sengetovem a Ostružnou výskyt spodního tortonu v pelitickém vývoji. Menší výskyty od Varhaňovců a z nitra vulkanického masivu od Lesíčka a Tuhriné popisuje Seneš (1955).

Na zkoumaném území, vých. od Košic spodní torton nevystupuje; byl tu zjištěn také ve vrtbách výlučně ve facii pelitické. Přirozeně není možné na podkladě několika vrteb pokládat pelitický vývoj spodního tortonu za reprezentativní v celé Košické kotlině.

Na styku s podložním karpatem je vyznačen asi 10 m mocnou vrstvou s tufitickými vápnitými jíly a bentonitickými tufity. Je to prozatím jediný doklad jinde v páni tak bohaté tufiticko-detritické sedimentace, trvající prakticky

počas celého spodního tortonu. Znamená to, že vlivy regionálních erupcí kyselých láv ve spodním tortonu byly zde značně omezené. Basické erupce, resp. jejich stopy jsou zde ve spodním tortonu prozatím zcela neznámé. Mišík (1955), ktorý nad bezandesitovými basálními štérky varhaňovskými našel doklady basického vulkanismu, uvažuje mylně o spodnotortonských andesitových výlevech, neboť se domníval, že tento štérkový obzor leží na basi spodního tortonu. Zapletalová (1964) z vrteb JZ od Varhaňovce (cf Dr 1, 2), uvádí bohatá a typická společenstva, zejména planktonní formy globigerinet.

Bez přerušení pokračují zelenavšedé vápnité jíly do spodní (mocné 80—100 m) a střední subzony svrch. tortonu (110—150 m). Sedimenty střední subzony se lithologicky nelíší od pelitů spodní subzony.

Pelitickou facii svrchního mořského tortonu popisuje Buday (1960) mezi Košovcem a Budimírem. Na podkladě faunistické charakteristiky řadí pelity svrchního mořského tortonu v Košické kotlině do subzony spirolectaminové a bolivino-buliminové. Chemické sedimenty na rozhraní obou subzon nebyly zjištěny. Důležitým pozorováním je *vyslazování morské facie* ve směru k nadloží.

Ani novými pracemi nebyl v kotlině zjištěn jiný vývoj svrchního mořského tortonu kromě pelitického. Stejně tak nebyla, (resp. z malého počtu vrtů, dosud nemohla být) pozorovaná přítomnost „svrchního solného obzoru“, nebo jeho sádrovcového ekvivalentu na rozhraní spodní a střední subzony. Paleogeograficky však nejsou zdůvodněny námitky proti takové možnosti ve vhodných podmínkách. Hydrogeochemické indikace v podobě vod natrium-chloridového typu v čižatické depresi Košické kotliny jsou totožné nejen s vodami oblasti prešovské, ale i zbudzansko-michalovské a čakovsko-klčovské (Michalíček 1960).

*Basické erupce* z doby ukládání mořského svrchního tortonu, t. j. ekvivalent dosud nejstaršího známého pyroxenického andesitu navrtaného na hlubinné vrtbě Žipov 1, vých. od Slanských hor. (Ďurica—Čverčko 1964; Janáček 1963) zde neznáme.

Faunistická charakteristika spirolectaminové a nadložní bulimino-bolivinové subzony nejeví podle R. H. Lehotayové a I. Zapletalové žádných podstatných rozdílů od známého vývoje východnějších oblastí, včetně vyslazování svrchního vrstevního intervalu. Jedinou výjimku tvoří přirozeně absence ochuzeného až faunisticky sterilního pásma na rozhraní obou subzon, neboť hypersalinní sedimentace zde dosud není prokázána.

Velmi bohatá a typicky vyvinutá mikrofaunistická společenstva subzony bolivino-buliminové popsala R. H. Lehotayová (1964) z vrtby Varhaňovce 1.

*Nadložní svrchní subzona* v Košické kotlině zdá se být všude výrazně transgresivní. Proto je tu těžko hájit názor na částečné faciaální zastupování vyslané svrchní subzony a mořské subzony střední.

Výrazným znakem sedimentů svrchní subzony je zvýšené vyslazení, projevující se jak lithologicko-petrograficky, tak faunisticky. Souvrství je mocné asi 900 m.

Jak již bylo uvedeno, basální štěrkové souvrství u Varhaňovec studoval Švagrovský (1950, 1952), který je však tehdy považoval za basi spodního tortonu (viz též Mišík 1955).

Seneš—Švagrovský (1957) a Janáček (1958, 1959) uzavírají, že není přesvědčujících dokladů o spodnotortonském věku varhaňovských štěrků. Buday (1960) je pokládá za facii svrchního tortonu, vázanou na okraj mezi Varhaňovcem a Budimírem. Dnes na podkladě vrtů víme, že varhaňovské štěrky jsou basálním obzorem vyslazeného svrchního tortonu (rotaliová subzona), který na zkoumaném území transgreduje.

Poměrně hojně se uvádí vyslazené až brackické, pelitické sedimenty svrchního tortonu; avšak ne vždy odpovídají skutečným poměrům (napr. Švagrovský 1955, 1956).

V J části Košické kotliny zjistila vrtba Bočiar I v podloží brackického spodního sarmatu o mocnosti téměř 200 m (397–594 m), vyslazenou sérii, ve spodní polovině s hrubě detritickými polohami, které ve svrchní polovině profilu chybí. V celém profilu jsou rozptýlené slojky a propláštka hnědého uhlí. Podle superpozice (Brestenská—Priechodská 1960) a palynologických hodnocení Pacltové (1960) klade Čechovič—Vass (1960) toto souvrství do svrchního sladkovodního tortonu. Souvrství spočívá diskordantně a transgresivně na fyllit-diabasové sérii.

Toto zařazení je patrně správné, neboť makrofauna z basálního sarmatského souvrství, určená Švagrovským (1960), vykazuje reliktní prvky tortonské, známé z přechodného souvrství např. z východní části pánve.

Kromě již uvedeného basálního štěrkového souvrství varhaňovského popisuje Buday (1960, 1964) z prešovské kotliny pestré sedimenty svrchního vyslazeného tortonu mezi Kokošovci a Sengetovem, ve vých. části Košické kotliny mezi osadami Chraštne a Sengetov u Peklan, dále u Rankovců a Herlan, Bílovce a Ďurdošíka. Souvrství je tu silně proměnlivé vertikálně i horizontálně, s obzory písků, štěrků a méně častými obzory tufitů kyselých eruptiv.

Podle vrtních zjištění v celém souvrství subzony prevládají zelenavědé, žlutohnědě skvrnité vápnité jíly nad jinobarevnými vápnitými i nevápnitými peility, bentonity, tufity a písky. Pestré vápnité jíly bývají jemně písčité; při nadloží je dosti typickým znakem přítomnost pestrých jílů ruděčerveně skvrnitých. Vápnité jíly šedé až šedozeLENÉ se uložily hlavně ve svrchní polovině souvrství. Uhelné jíly a propláštka lignitu, které uvádí Čechovič—Vass (1960), nebyly zde pozorované.

Téměř celá spodní třetina souvrství, mocná 170–200 m, má transgresivní ráz a je vyznačena přítomností hojných detritů a na spodu velmi hrubozrnnými konglomeraty.

V pelitech jen polohově zde nalézáme přeplavené fauny z podložních miocenních vrstev, hlavně mořského svrchního a spodního tortonu. Molusková fauna těchto převážně sladkovodních, kontinentálních jezerních uloženin není hojná (Jiříček 1964).

Vrtní průzkum přinesl některá nová zjištění. Nejspodnějším členem souvrství jsou charakteristické produkty jezerní a terestrické sedimentace, mocné 40–90 m, v nichž jsou přítomny těž tufiticko-bentonitické pelitické i aleuritické uloženiny, jako dokumenty ryolitového vulkanismu (Buday 1960). Místy tyto sedimenty chybí, neboť se uložily na denudovaném, nerovném podkladu.

Výrazná regionální transgrese svrchní vyslazené subzony počíná teprve uložením obzoru varhaňovských štěrků a jejich pánevních ekvivalentů. Jejich spodní oddíl byl řadou autorů dosud popisován jako 40 m mocný obzor hrubozrnných bezandesitových štěrků, s převahou metamorfítů Spišsko-gemerského rudochoří, dále křemitých porfyrů a hojnými valouny mesozoických karbonátů.

Nad tímto obzorem leží 30—40 m mocná mezivrstva vánitých jílů, místy s bentonitickými pelity, tufitickými detrity, tufy a tufity, které jsou výrazem jistého a dočasného uklidnění transgrase a dokladem značně intensivní produkce kyselých láv. Při pokračující zesílené transgresi, za současných silných erupcí pyroxenických andesitů, se uložily vyšší hrubé štěrky, svou mocností 130—150 m zdaleka přesahující spodní štěrkový horizont. Obsahují vždy tufitickou příměs; jsou netříděné a hrubozrnné, s valouny často velikosti hlavy. Od štěrku spodnějšího se ostře odlišují, neboť obsahují hojně, hrubé valouny pyroxenických andesitů a jejich skel a valouny ryolitové. Celková mocnost transgrasivních štěrků činí až 200 m. Přítomné valouny neovulkanitů ve štěrcích, spolu s tufy a tufity jsou svědkem značně produktivních erupcí pyroxenických basik a též erupcí kyselých láv lokálního významu. Dokumenty basických výlevů jsou na východní straně Slánských hor v tomto souvrství řídké a nevýrazné. Výjimku činí oblast zámutovská.

Spodní sarmat (zona velkých Elphidií) je v Košické kotlině mocný asi 400 m. Starší údaje o zjištění spodního sarmatu ze širší oblasti kotliny, ale i ze studovaného území ze střední části jsou početné (např. Švagrovský 1953; Seneš 1955).

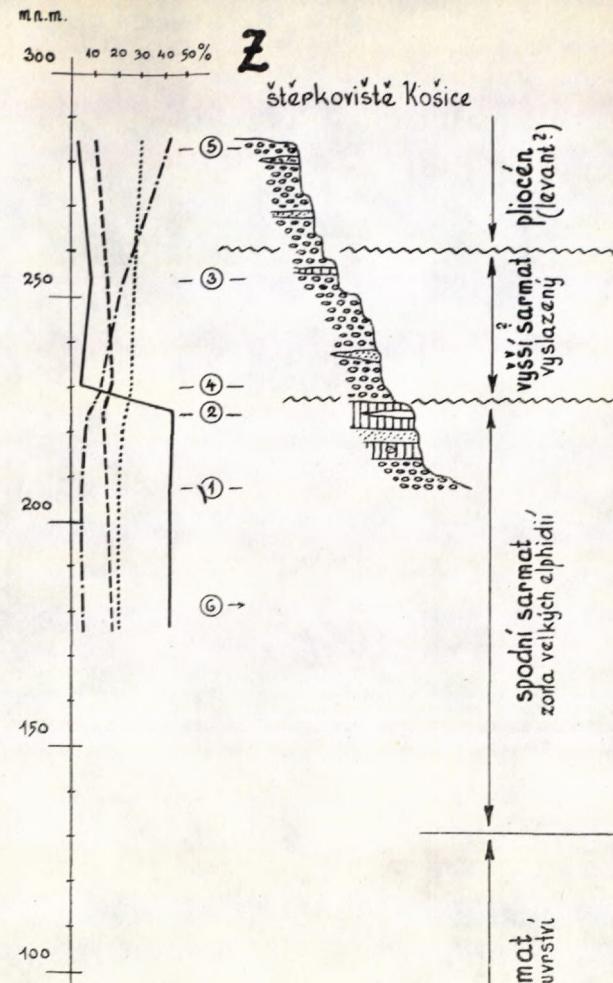
Početné jsou v Košické kotlině odkryvy pelitů a písčitých pelitů s typickými společenstvy mikrofauny, které popsala řada autorů, např. Bystrická (1954, 1959), Seneš (1955), Gašparík (1955), Seneš-Švagrovský (1957), Švagrovský (1954, 1955, 1956, 1959), Lehotaová (1954, 1960) aj.

Bracký elphidiový sarmat je znám též z řady vrtů (Čechovič 1960; Ondrejíčková 1960; Švagrovský 1960).

Spodní sarmat je na území listu Košice nejrozšířenějším zástupcem miocénu. S výjimkou SZ části sekce Herlany, malého cípu území v JZ úseku sekce Svinice a vrcholových částí klenbové struktury u Bidovců, vystupuje Z od bivedeckého zlomu prakticky na celém území.

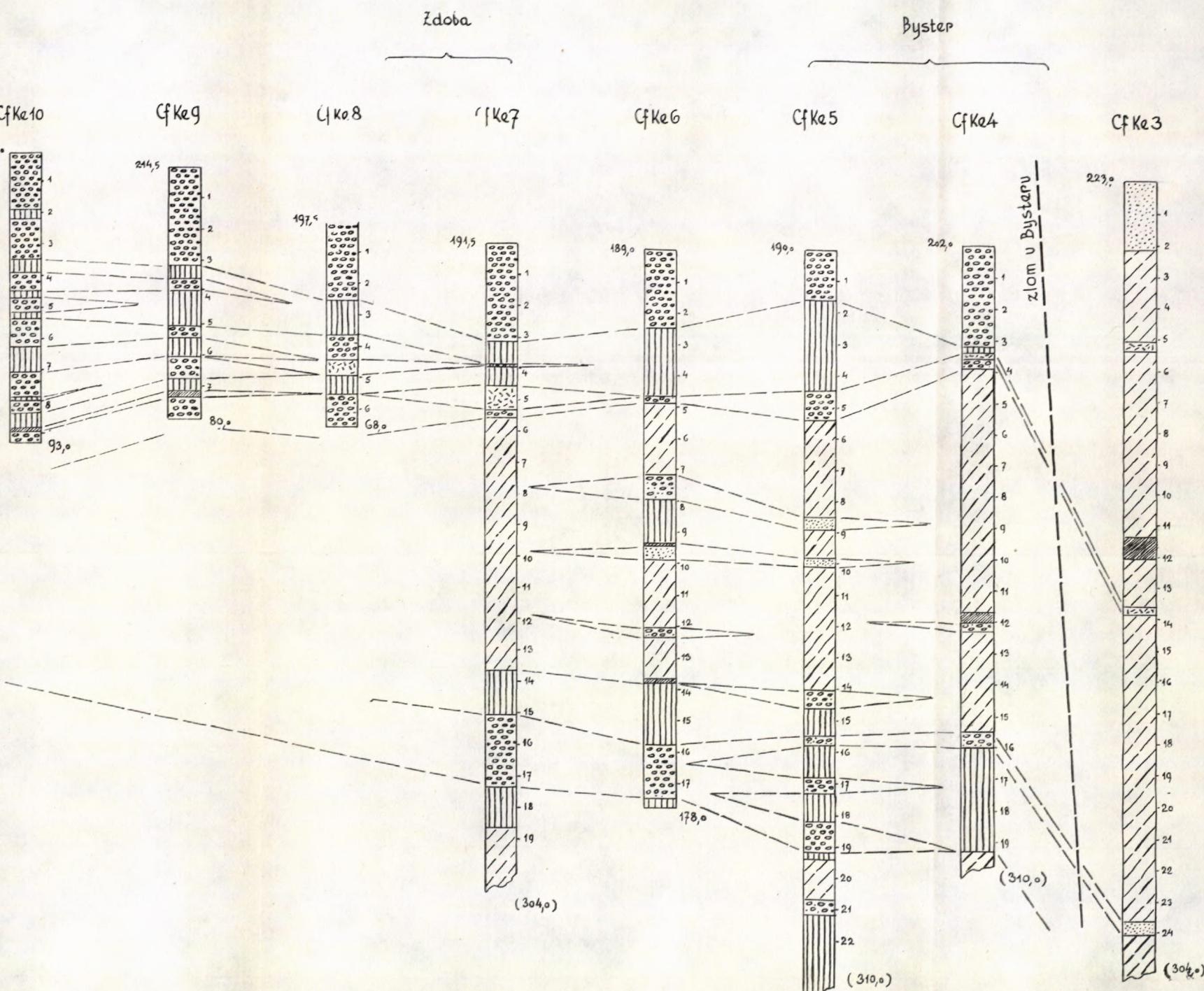
Dosud byl poznán dvojí lithologicko-petrografický vývoj spodní zony sarmatu. V šedém vývoji se vcelku shoduje s východní částí pánve. Převažují v něm šedé až zelenavěšedé, jemně písčité vápnité jíly, ve vrstevních intervalech 20—50 m mocných. Jsou to lithologicky jednotvárné uloženiny poměrně klidné sedimentace v dočasně prohloubené pánvi. Jsou proloženy 10—20 m vrstvami zelenavěšedých, převážně jemně písčitých vápnitých jílů a hnědě skvrnitých vápnitých jílů, slabě písčitých, stejněho zbarvení. Směrem k nadloží

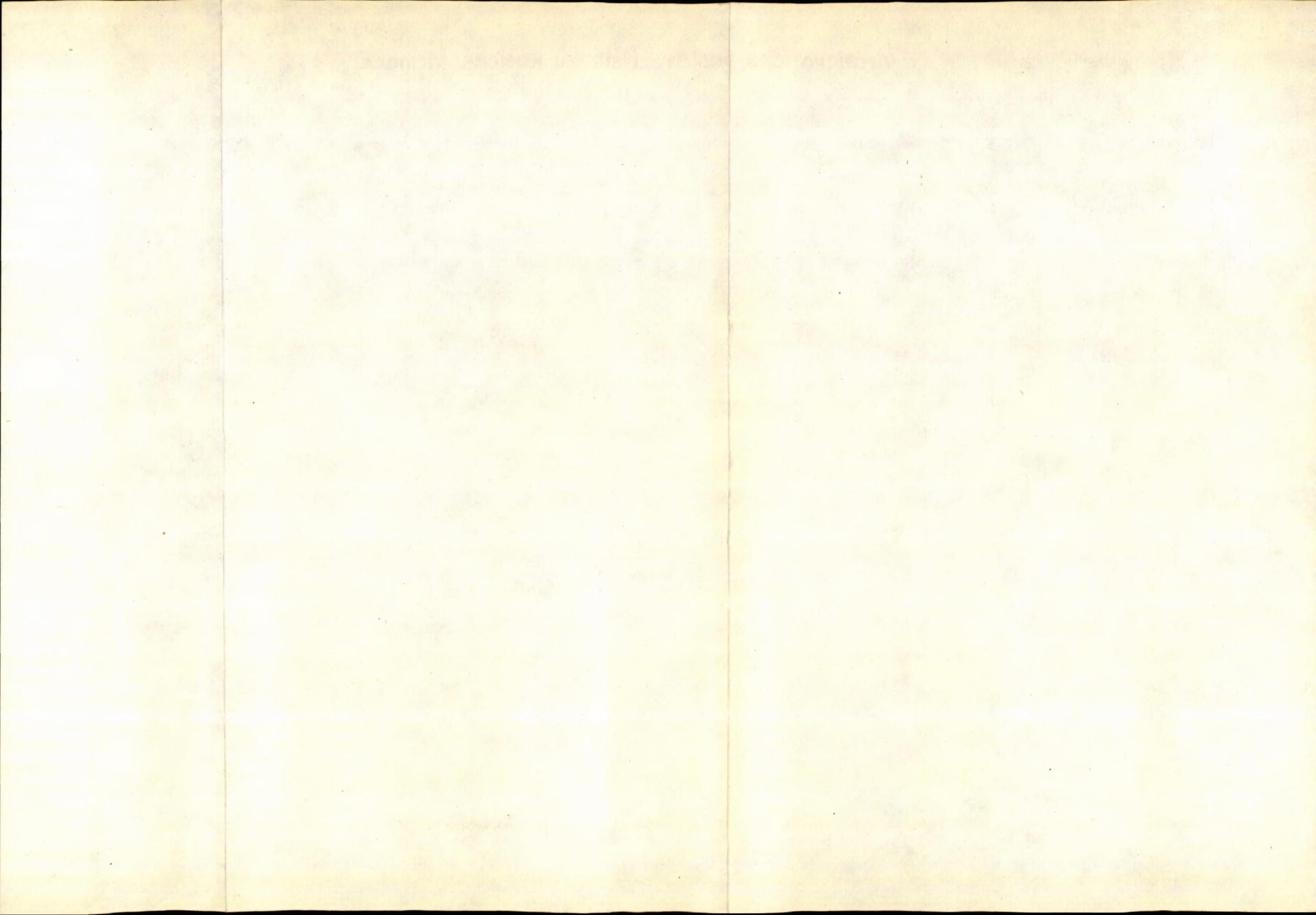
# Stratigrafické postavení štěrků košické formace



Vysvetlení:  
 valouny  
 odber vzorků  
 výzk. vrtby  
 (1) M. Misík, 1955  
 (2) M. Pulec, 1965  
 (3) M. Pulec, 1965  
 (4) M. Pulec, 1965  
 (5) vrtby, 1965  
 (6) vrtby, 1965  
 karbonáty  
 křemence  
 žilný křemen  
 kryst. břidlice  
 M. Pulec, 1965  
 sedim. petr.  
 výzk. vrtby podle silnice Bystričko-Košice  
 štěrk  
 písek  
 tufit  
 bentonit  
 šedý jíl  
 pest्रý jíl

J. Janáček, 1966





se mocnost šedých pelitů umenšuje a souvrství přijímá pozvolna ráz nadložní série vyššího sarmatu.

Ve facii *pestré* nabývají rovnováhy, resp. převládají hnědě skvrnité vápnité jíly; jsou produktem sladkovodní sedimentace, která je v dlouhých rytmech vystřídána přílivem vod brackických. Pouze šedé mezivrstvy obsahují fauny, pestré sedimenty jsou sterilné. Tato skutečnost vedla při starších výzkumech k mylným určením stratigrafické příslušnosti sedimentů. Pestrá, silně vyslaněná facie spodního sarmatu se laterálně vyvijí směrem k okraji pánve, t. j. k západu.

Častým sedimentem v celém spodním sarmatu jsou bělošedé, nezřídka tufitické *bentonity* a *bentonitické jíly*. V oblasti Herlan, Rankovců a Boliarova se uložily ve vyšší části souvrství značně mocné ryolitové tufity. Jejich příslušnost k basálním klastikám vyššího vyslaněného sarmatu (Seneš 1955; Buday 1960) nemohla být vrty prokázána, avšak ani vyvrácena. Obsahují lavice drobnozrnných, rozpadavých, tufitických slepenců. V hlubší části souvrství je přítomní poloha (max. dvě) andesitových tufů s tufity (Z od Olšovian). Přímo na basi souvrství byl ve vrtech zjištěn stratigraficky stálý obzor tufitu, který bylo možno použít jako vůdce obzor při korelací. Doklady o kyselém vulkanismu ve spodním sarmatu nacházíme i v regresivním vrstevním intervalu detritů (viz dále).

Mikrofaunu brackického sarmatu spodní zony popsala Lehotaiová (1964) z vrtby Bidovce 2.

Silně vyslaně až sladkovodní polohy nabývají směrem k okraji na mocnosti a početnosti. Zvrat sladkovodní sedimentace nejvyššího tortonu do brackické sedimentace spodnosarmatské má uvnitř pánve pozvolný přechod přes faunisticky netypické souvrství. V okrajových a elevačních oblastech je hranice ostrá a záplava počína přímo šedými vrstvami s typickými velkými elphidiemi.

Faunisticky netypické souvrství, mocné 100—150 m, je lithologicky zcela totožné s podložním vyslaněm pestrým tortonem. Obsahuje reliktní formy svrchnotortonské i nastupující společenstva spodního sarmatu. Na vrtbě Bočiar 1 byla v něm nalezena typická měkkýšová fauna charakteristická pro „abrové vrstvy“, včetně representativního zástupce *Abra reflexa* (Švagrovský 1960). Optimální rozvoj velkých elphidií v nadloží tvoří však nadále faunisticky i lithologicky velmi zřetelné rozhraní, používané jako nejvýznamnější korelační obzor tohoto vrstevního intervalu.

Významné zjištění bylo učiněno výzkumem r. 1965. V oblasti západně od Bidoviec, mimo širší údolní oblast Hornadu, představuje spodní sarmat na listu Košice poslední miocenní sedimentaci. Po časově rozsáhlém hiátu se zde ukládá až svrchní část košické štěrkové formace, patřící patrně nejmladšímu pliocénu. Všechny dosud v literatuře uváděné výskyty vyššího sladkovod-

ního sarmatu, patří k vyslazeným obzorům spodního sarmatu, resp. nejvyššímu svrchnímu tortonu.

Okrajová regrese spodního sarmatu je tu při podloží vyznačena mocnými polohami štěrků s převahou valounů karbonatických hornin, v nichž jsou hojně krystalické břidlice, křemen, pískovce a křemence, řídce žula, chloritické břidlice a rohovce. Mezivrstvy ve štěrcích tvoří jíly, bentonitické jíly a kyselé tufity.

Podrobným profilem odvrstaným ve směru V—Z (podle silnice Bystř — Koš. Nová Ves, t. j. ke známému košickému štěrkovišti), jakož i vrtbami na listu Čaňa se zjistilo, že obzory regresivního štěrku rychle nabývají na mocnost, vykliňují tufitické a pelitické mezivrstvy, až konečně přejdou zhruba v kompaktní vrstevní celek s řídkými polohami jílů a ojedinělými tufity. Tento štěrk buduje na spodu více než polovinu souvrství košické štěrkové formace. Dokazují to též shodné valounové analyzy spodní části odklizeného profilu ve štěrkovišti (Pulec 1965).

Štěrkový obzor má tu velkou převahu karbonátů (bělavý dolomit: 34,7%, dolomit šedý: 9,5%, dolomit brekcirový: 0,95%) a krystalických břidlic (13,8%), křemence (18%), pískovce (10,3%) i křemence (6,2%). Dále je přítomna biotitická žula (1,4%), muskovitická žula (1,4%), chloritická břidlice (2,1%), rohovce (0,05%).

Písčitá vrstva na basi obzoru obsahuje jako podstatné součásti: granát, staurolit, chlorit, chloritisovaný biotit, ilmenit, kalcit, Vedlejší součásti jsou zirkon, turmalín a rutil; akcesorické hypersten, který ukazuje na možnost snosné oblasti tvořené z částí vulkanity.

Ve shodě s uvedeným závěrem je palynologické zjištění E. Planderové (1965).

Nejmladším souvrstvím miocénu (východně od Bidovců) je vyšší vyslazený sarmat, který se zde všude, patrně jen s výjimkou JZ okrajů, vyvíjí pozvolna ze spodního sarmatu. Souvrství je mocné 380—420 m a zapadá pod Slánské hory.

Literární údaje o výskytech vyššího sladkovodního sarmatu jsou rovněž početné avšak nikoli všechny platné. Tak na př. Švagrovský považuje sladkovodní vyšší sarmat za vyslazený torton (na podkladě přeplavené fauny). Správné určení nejmladšího miocénu provedl tolíko na lokalitě Svinica, Koš. Klečenov a v ruskovském sedle. V potoku S od Niž. Kamenice zjistil Gašparík (1955) vyšší vyslazený sarmat se slojkou lignitu. R. H. Danihelová určila bohaté společenstvo sarmatských ostracod. Výskyty vyššího sarmatu v údolí Trstianky a Olšavy, které uvádí Buday (1960), patří podle nových zjištění vyslazeným obzorům spodní zony sarmatu. Mocnost sladkovodního sarmatu v jižní části Košické kotliny je podle Čechoviče — Vasse (1960) 200—250 m. Souvrství tu obsahuje hojně ryolitových tufů a tufitů. Fauna je zastoupena tolíko sladkovodními druhy gastropodů z čeledi Planorbidae a suchozemskými plži rodu *Helix*. Bohatá je fyzikální flóra (Němejc 1960).

Lithologický vývoj sedimentů se značně liší od vývoje ve východní části pánve. V profilu nevidíme ono typické střídaní se vápnitých jílů s jíly, písky a tufity, jako je tomu v oblasti sečovecké. Souvrství je budováno převážně

šedými až zelenavěsedými, slabě jemně písčitými vápnitými jíly, ve spodní polovině proloženými polohami světlezelenošedého vápnitého jílu, většinou silně písčitého. Ve vrchní polovině série nabývají pelity zcela převahy a naznačují uklidnění sedimentace. V 30—50 m intervalech jsou proloženy propláštka a tenkými vložkami pestrých vápnitých jílů. Ryolit. tufy jsou odevzou vzdálených kyselých erupcí. Andesitové erupce ve vyšším sarmatu jsou, podobně jako na východní straně Slánských hor, dokumentované mocným obzorem tufů s tufity V od obce Svinice.

Charakteristickým znakem sladkovodního vyššího sarmatu jsou propláštka, vložky i vrstvy *uhelných jílů*, často s lignitem. U Svinice byla zjištěna poloha značně prokřemenělého lignitu, 6 m mocného s 25 % uhelné hmoty; zbytek činí křemitá a jílovitá příměs. Gašparík (1955) zjistil výchoz lignitu v korytě potoka sev. Niž. Kamenice. Výskyt v osadě Žirovce však již patrně tomuto souvrství nepatří.

Stratigrafické rozhraní proti podložní zoně velkých elphidií zde nebylo ještě fixováno. Hranice, kterou klademe až pod souvrství s lignity, je konvenční.

Příspěvkem však je zjištění obzoru s *Elphidium hauerinum* na vrtbě Ružový Dvor 1, v jižní části kotliny (Jandová 1959). Zelenavěšedé vápnité jíly s bentonity představují zde typicky lithologický i faunistický vývoj zóny velkých elphidií. V hl. 520 m přechází pozvolně do vyššího sarmatu, který zde má podobný vývoj jako u Svinice; jen tufity jsou tu mocnější a početnější. Souvrství je tu mocné 180 m. Jeho (65 m) spodní část je silně vyslazená a má ochuzenou faunu. Jen ojediněle byly nalezeny drobné formy *Elphidium hauerinum* Orb. Následující obzor (35 m mocný; od hl. 455—420 m), obsahuje početnou a typickou mikrofaunu zóny s *Elph. hauerinum* (Jandová 1959).

Vyšší část je opět bez fauny, jen s ojedinělými suchozemskými gastropody (*Carichium*, *Gonioceras* a j.), dále oogonia řas a rhaxe. V nadloží je pak 340 m mocná pestrá série, jejíž stáří není přesně známo. Jedná se patrně o pliocén. Byly v ní nalezeny rovněž oogonia řas, rhaxe a v hl. 226—230 m dva exempláře sladkovodního ostracoda *Candonella* sp. II (Poz.).

Je pravděpodobné, že okrajový, štěrkový vývoj vyššího sarmatu, resp. ekvivalentního pestrého souvrství v nadloží obzoru s *Elphidium hauerinum* zasahuje od jihu, nikoli od východu, až ke Košicím i dále k severu a buduje střední část štěrkové formace, která se materiálově velmi odlišuje od spodní části spodnosarmatské. Tato střední hlavní poloha má mocnost až 50 m.

Ve štěrkku převažuje žilný křemen (24,3 %), krystalické břidlice (15,13 %), chloritické břidlice (14,52 %), pískovce (14,35 %) a křemence (13,95 %). Méně jsou zastoupeny dolomity (7,97 %), biotitická žula (1,9 %), rohovce (1,59 %) a muskovitická žula (1,20 %). Přítomné jsou též valouny andesitu, hlavně při spodu obzoru.

Ve střední části je v hlavní stěně štěrkoviště u Košic poloha modravěšedého plastického jílu, který se ostře stýká s nadložními rezavými písky. Směrem do pánve se objevují ryolitové tufity. Písky tvoří polohy a čočky a obsahují tyto hlavní minerály: staurolit, turmalín, apatit, ilmenit a limonit; vedlejší minerály: karbonáty a zirkón; akcesorie granáty, na rozdíl od spodnějších obzorů, kde hlavním minerálem je hyperstén, rutil, ti-

tanit. Hyperstén má znaky vzdáleného transportu (Pulec 1966). Štěrko-písčité uloženiny mají místy křížové vrstvení, ale generální mírný sklon vrstev je k JZ (pod úhlem asi 10°). Dislokace lze pozorovat v jílových polohách. Vykazují směr S—J a V—Z.

Košické štěrky, resp. střední štěrkový obzor sarmatu, se nevkliňují směrem k V do pelitů vyššího sarmatu, jak uvádí Buday (1960), neboť jak bylo uvedeno, toto souvrství až k bidoveckému zlomu není přítomno.

Nejmladší sedimenty neogenní výplně kotliny na studovaném území tvoří pliocén. V širší oblasti kotliny jsou to předně štěrky Andrusov 1948; Švagravský 1950; Mišík 1955) a pestré jíly (Čechovič 1960; Buday 1960). Podle Budaye na V od Torysy se vyskytují jen svrchní, pliocenní polohy košické formace; na západní většině území předpokládá, že spodní polohy patří ještě okrajovému štěrkovému vývoji tufiticko-lignitické série. Seneš—Švagravský (1957) kladou košickou formaci do pannou.

Na východní polovině listu Košice je pliocén zastoupen *štěrkou košické formace*, prakticky až po řeku Ondavu. Pouze u Bídovců a Čakanovec najdeme rudimenty jejich pokryvů ještě východně od této řeky, kromě ojedinělých malých reliktů u Ďurkova a v Ruskovském sedle, JV od Ruskova. Nejdále k S zasahují košické štěrky až k Čižaticím.

Štěrky tvoří diskordantně vodorovně uložené pokryvy, do max. nadmořské výšky 370 m. Jak prokázaly vrty, leží jejich báse na východě zhruba na vrstevnici 290—300 m. Směrem k Z se tato base rychle snižuje.

Štěrky překrývají transgrasivně různě starý podklad. Na SZ spočívají na hlubším vyslaném souvrství svrchního pánsma svrchního tortonu, ve střední a jižní části na spodním sarmatu. Východně od Bidovců leží ještě na vyšším vyslaném sarmatu. Výskyty u Ďurkova a v ruskovském sedle jsou pozoruhodné tím, že tu štěrky leží na sarmatských andesitech, aniž by se tím jejich valounové složení (absence andesitových valounů) podstatně změnilo. Zda je nejvyšší část košické štěrkové formace budovaná pontem, nutno prokázat vrty. Předtím je však třeba na jihu kotliny dokázat jeho existenci definováním stratigrafické príslušnosti série pestrých jílů v nadloží zóny s Elphidium hauerinum k pontu i jejich transgresi a určit její charakter. Podle všeho pontská záplava nepřesáhla přes myšlanský hřbet k severu.

Uložení štěrků, jejich mocnost a složení naznačují, že v širším okolí Košic je zastoupena jejich nejvyšší část, kterou Čechovič—Vass (1960) řadí na podkladě pylových analys Paclové (1960) do nejmladšího pliocénu (levantu). K nejmladšímu pliocénu patří i štěrkové pokryvy mezi Torysou a Olšavou, které tvoří isolované ostrůvky.

Nejvyšší část košických štěrků je opět vyznačena změnou valounového složení, s velkou převahou žilného křemene a světlých triasových křemenců. Poněkud méně jsou zastoupeny křemité porfyry a ještě méně další horniny Spišsko-gemerského rudochoří. Z neovulkanitů byly v tomto svrchním obzoru

nalezeny tolko ojedinělé valounky zcela rozložených, lehce drobivých až rozpadavých ryolitů a jejich tufů. Absence andesitových valounů je hlavním znakem, který odlišuje svrchní obzor od středního (svrchnosarmatského).

\*

Lze tedy rekapitulovat, že v košické štěrkové formaci jsou podle současných znalostí zastoupeny *nejméně 3 sedimentační cykly*, oddělené od sebe dvěma skrytými diskordancemi, charakterisovanými materiálovým složením štěrků, které je obrazem změny snosných oblastí. Na spodu to jsou regresivní štěrky spodnosarmatské, v nadloží střední štěrky okrajové transgrese vyššího sarmatu a nejvýše transgresivní štěrky a píska nejvyššího pliocénu, patrně jen levantu.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1948: Stav geologickeho výskumu nerastnych surovín pre keramický a sklárský priemysel na Slovensku. Zpráva pre konferenciu keramickej spol. XXIV, Turčianske Teplice. — [2] Andrusov D., 1951: Charakter a pôvod solných ložisek východného Slovenska. Sbor. ÚÚG, sv. XVIII, Praha. — [3] Brestenská E., Priechodská Z., 1960: Sedimentárno-petrografické a biostratigrafické vyhodnotenie oporného vrtu Bočiar 1. Geol. práce, zoš. 59, Bratislava. — [4] Buday T., 1960: Vysvetlivky pro list generální mapy Košice. Sedimenty neogénu. Rukopis pro edici gener. mapy. Archiv ÚÚG, Praha. — [5] Buday T., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200.000, list Zborov-Košice. Praha. — [6] Buday T., Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodného a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geol. práce, zoš. 43, Bratislava. — [7] Bystrická H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume neogénu východného Slovenska. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [8] Bystrická H., 1959: Mikrofauna sarmatu východného Slovenska. Acta geologica et geogr. Univ. Comen., Geologica 1, Bratislava. — [9] Cicha I., Kheil J., 1960: Zpráva o mikrobiotografických výzkumoch pro přehlednou mapu ČSSR na listech gener. mapy Košice a Trebišov. Rukop. zpráva. Archiv ÚÚG, Praha. — [10] Čechovič V., Vass D., 1960: Geologia južnej časti Košickej kotliny. Geol. práce, Zoš. 59. Bratislava. — [11] Čverčko J., 1966: Zpráva o výsledkoch štruktúrného prieskumu v Košickej kotlinе s návrhom na hlboký prieskum elevacie Ďurkov. Rukop. zpráva. ČND Michalovce. — [12] Danihelová R. H., 1954: Zpráva o mikropaleontologickom výskume východoslovenského neogénu. Geol. sbor. V., Bratislava. — [13] Ďurica D., Čverčko J., 1964: Výročná geologicá zpráva závodu ČND-Michalovce o výsledkoch geologicko-vyhľadávacích a prieskumných prác v r. 1963. Rukop. zpráva. Archiv ČND, Michalovce. — [14] Gašparík J., 1955: Stratigrafické pomery neogénu v oblasti medzi Herľanmi a Rankovcami na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. [15] Grill R., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. Mitt. d. Reichsamt f. Bodenforschung, VI., Wien. — [16] Hadamovský J., a kol., 1964: Výročná zpráva o podrobném gravimetrickém výzkumu ve východoslovenském neogénu v r. 1963. Oblast: Prešovská kotlina. Rukop. zpráva; Archiv ČND,

Hodonín. — [17] Janáček J., 1958: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu neogénu na východním Slovensku se zřetelem k problémům průzkumu živic. Rukop. zpráva; Archiv ČND Hodonín — [18] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geol. práce, Zoš. 52, Bratislava. — [19] Janáček J., 1965: Předběžné výsledky stratigrafického výzkumu v Košické kotlině v r. 1964. Zprávy o geologických výskumoch v r. 1964, č. 2. Bratislava. — [20] Janáček J., 1966: Beitrag zur Stratigraphie und Paleogeographie des Miozäns und Pliozäns im Košicer Becken. Sborník UJEP, Brno. Konference o neogénu. — [21] Kantorová V.— Kantor J., 1955: Príspevok k poznaniu markasitového ložiska pri Tepličanoch sever od Košíc. Geol. sbor. VI/1, Bratislava. — [22] Leško B., 1954: Zpráva o geologickom výskume terénu Vranov-Strážské -Oreské. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [23] Menčík E., 1953: Zpráva o geologickém mapování v okolí Niž. Hrabovec a Vranova. Rukop. zpráva; Archiv Úst. pro naft. výzkum, Brno. — [24] Michaliček M., 1960: Hydrogeochemický výzkum východoslovenského neogénu. Část I—II. Rukop. zpráva. Arch. Výzk. úst. naft., Brno. — [25] Mišík M., 1955: Štrkové súvrstvia Košickej kotliny. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava. — [26] Němejc F., 1960: Paleobotanické výzkumy ve východoslovenském trátihorním útvaru. Rukop. zpráva. Arch. GÚDŠ, Bratislava. — [27] Novák J. a kol., 1965: Výroční zpráva o reflexně-seismickém průzkumu Košické kotliny na východním Slovensku v r. 1964. Rukop. zpráva. Archiv ČND, Hodonín. — [28] Odstrčil J. a kol., 1965: Výroční zpráva o podrobném tříhovém výzkumu ve východoslovenském neogenu v r. 1964. Oblast: Košická kotlina. Rukop. zpráva. Archiv ČND, Hodonín. — [29] Seneš J., 1954: Geologická stavba územia medzi Hanušovcami a Juskovou Volou na vých. úpätí Prešovsko-Tokajského pohoria. Geol. sbor. V/1, Bratislava. — [30] Seneš J., 1955: Výsledky geologického výzkumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-Tokajského pohoria. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [31] Seneš J.— Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geol. práce, zoš. 46. Bratislava. — [32] Švagrovský J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach (vých. Slovensko). Geol. sbor. I/2—4, Bratislava. — [33] Švagrovský J., 1952: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. Geol. sbor. III/1, Bratislava. — [34] Švagrovský J., 1953: Príspevok k poznaniu sarmatských uložení východného Slovenska. Geol. sbor. IV/3—4, Bratislava. — [35] Švagrovský J., 1955: Neogénna fauna východného Slovenska. Geol. sbor. VI/1, Bratislava. — [36] Švagrovský J., 1956: Neogén širšieho okolia Košíc. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. —

JOSEF JANÁČEK

## BEITRAG ZUR STRATIGRAPHIE UND PALEOGEOGRAPHIE DES MIOZÄNS UND PLIOZÄNS IM KOŠICER-BECKEN

Ergebnisse der bisher nicht beendeten Forschungen in der nahen Umgebung von Košice (Ostslowakei), vor allem die Kartierungsarbeiten und die damit zusammenhängenden Strukturborbohrungen (300—600 m tief) haben bereits jetzt manche beachtenswerte Neuigkeiten zur Lösung der stratigraphischen und paläogeographischen Probleme im Neogenbecken von Košice gebracht.

Die geologischen Kartierungsarbeiten stiessen hier auf zahlreiche Schwierigkeiten. Die mächtigen Schichtenfolgen verschiedener stratigraphischer Serien besitzen eine Süßwasserentwicklung und führen keine stratigraphisch wertvolle Fauna; auch ihre lithologisch-petrographische Entwicklung ist gleichstimmend. Durch die Bearbeitung von ziemlich grosser Menge angesetzter Bohrungen wurden diese Nachteile beseitigt.

Die Gesamtmächtigkeit der Neogenbeckenfüllung beträgt ungefähr 2 500 m. Das Oberhelvet (Karpat) wurde hier nirgends durchgebohrt und das Untermiozän (Burdigal) überhaupt nicht angefahren. Darum kann man annehmen, dass die wirkliche Mächtigkeit des Neogens grösser wird.

Die tiefste Schichtenfolge ist Oberhelvet (Karpat) in Entwicklung der bunten Tonmergel in einem Gesamtprofil von 650 m. Die grauen Tonmergel und grobe Konglomerate, die im NW Teil des Beckens bekannt sind, wurden hier nicht gefunden. In der Schichtenfolge kann man die mittlere Gipserie, sowie ihr Liegendes und Hangendes unterscheiden. Dieser Teil ähnelt eher der ekivalenten Entwicklung von Prešov, mit dem Unterschied, dass hier noch zu keiner Salzablagerung kam und die ganze Schichtenfolge bunt ist. Gips ist hier in dünnen Einlagen vertreten. Die Mikrofauna ist reichlicher als im östlichen Gebiet von Prešov-Gebirge. Darum kann man diese Entwicklung als Übergangsfazies zwischen dem östlichen und westlichen Beckenteil ansehen.

Die Untertorton — Schichten lagern transgressiv und diskordant und haben eine marine Entwicklung. Bis jetzt wurden sie in einer Mächtigkeit von 170 m durchgebohrt. Zum Unterschied von östlichem Teil des Beckens sind hier keine Rhyolittufite und Detrite, sondern nur Pelite vertreten. Das heisst, der Einfluss der regionalen Rhyoliteruptionen war hier wesentlich kleiner. Die Mikrofauna ist im Untertorton reich und typisch.

Obertorton liegt auf dem Untertorton ohne bemerkbare lithologische Unterbrechung. Es wurden hier alle 3 Subzonen festgestellt. Die tiefste, *Spiroplectammina-Subzone* (80—100 m) und die mittlere *Bolivina-Bulimina-Subzone* (110—150 m) zeigen eine marine Entwicklung. Die hypersalinische Sedimentation an der Grenze beider Subzonen (oberer Salzhorizont) ist hier nicht bekannt. Die Mikrofauna ist ebenso typisch und reich für beide Subzonen. Die obere, die *Rotalien-Subzone* liegt in dem Košice-Becken deutlich transgressiv; und ist cca 900 m mächtig. An der Unterkanne wurden 150—190 m mächtige, grobe Schotter von Varhaňovce abgelagert. Ihr unterer, 40 m mächtiger Horizont ist ohne Andesitgerölle, welche erst höher vorkommen und die 2. Andesiteruptionphase dokumentieren. Das Hangende des Schotterhorizontes ist grösstenteils durch bunte tonmergelige Süßwasserablagerungen, hie und da auch durch schwach brakische Sedimente gebildet, die umgelagerte Mikrofauna führen.

Das Untersarmat ist im Košice-Becken cca 400 m mächtig und zeigt eine brakische Entwicklung mit reichen limnischen Lagen. Im Innern des Beckens entwickelt es sich langsam aus dem Obertoton. Die Übergangsschichten sind faunistisch untypisch, mit gemischter Fauna (Abra-Schichten). In den Rand- und Hochschollengebieten ist die Grenze scharf und die Transgression beginnt mit grauen Tonmergeln mit typischer Grosselphidienfauna. An ihrer Oberkanne ist die Transgression des Untersarmats in den Buchten durch mächtige Kies- und Schotterlagen gekennzeichnet, in welchen die Karbonatgerölle überwiegen. Dieser Schotterhorizont bildet die tiefste Lage der Košice-Schotterformation.

Die Mächtigkeit des höheren Sarmats beträgt 380—420 m. Es entwickelt sich aus seinem stratigraphischen Liegenden fliessend und ist überwiegend limnisch. Östlich von Košice ist es durch graue Tonmergel mit Kohlentonen und Ligniten vertreten; südlich der Stadt hingegen finden wir faunistisch sterile bunte Tonmergel, welche an der Unterkanne noch grau sind und arme brakische Fauna der Zone *Elphidium hauerinum* führen.

Die Randschotterfazies des höheren Sarmats oberhalb der Zone mit *Elph. hauerinum* reicht von Süden in das Košice-Gebiet und bildet hier den mittleren Teil der Košice Schotterformation. Die Zusammensetzung der Gerölle unterscheidet sich deutlich von den tieferen Lagen; es dominieren Quarzgerölle, wobei auch Andesitgerölle anwesend sind.

Der oberste Horizont der Schotterformation hat wieder eine abweichende Zusammen-

setzung. Bei ihm ist mit dem jungpliozänen Alter zu rechnen, obzwar noch keine verlässliche Dokumente über seine Zuständigkeit zum Pont vorhanden sind. Palynologische Analysen zeigen eher die Angehörigkeit zum obersten Pliozän.

Man kann also rekapitulieren: Nach bisherigen Ergebnissen gibt es in der Košice-Schotterformation mindestens 3 Sedimentationzyklen, voneinander durch 2 nicht anguläre Diskordanzen getrennt und durch eigenartige Zusammensetzung der Schotter charakterisiert: es sind dies: regressive Schotter und Sande der Zone mit Grosselphidien an der Basis; Schotter der Randtransgression des höheren Sarmats in der Mitte, und transgressive Schotter und Sande des höheren Pliozäns (wahrscheinlich des Levants).

RUDOLF RUDINEC

## VÝSLEDKY NAFTOVО-GEOLOGICKÉHO PRIЕSKUMU NA ŠTRUKTÚRE SEČOVCE-JUH

V rámci naftovo-geologického prieskumu v JZ časti Potiskej nížiny bola južne od Sečoviec medzi obcami Veľké Ozorovce—Plechotice—Veľký Ruskov vŕtmi overená výrazná elevácia Sečovce—juh (viď obr. 1), geneticky podmienená asi starou morfologickou eleváciou. Dnes je vrcholová časť elevácie viazaná na západný trebišovský zlom, ktorý pôvodnú brachyantiklinálu rozdeľuje na dve poloklenby, porušené ďalšími paralelnými zlomami uklonenými k východu a SV; na východe je to východný trebišovský zlom, na západe plechotický. Vrchol štruktúry je pretiahnutý približne v SV—JZ smere; zo severu je štruktúra ohraničená k juhu ukloneným hrušovským (priečnym sečovským—Rudinec 1964) zlomom. Elevácia bola potvrdená aj reflexne seizmickým prieskumom (Pernica—Beinhauerová—Mořkovský 1964).

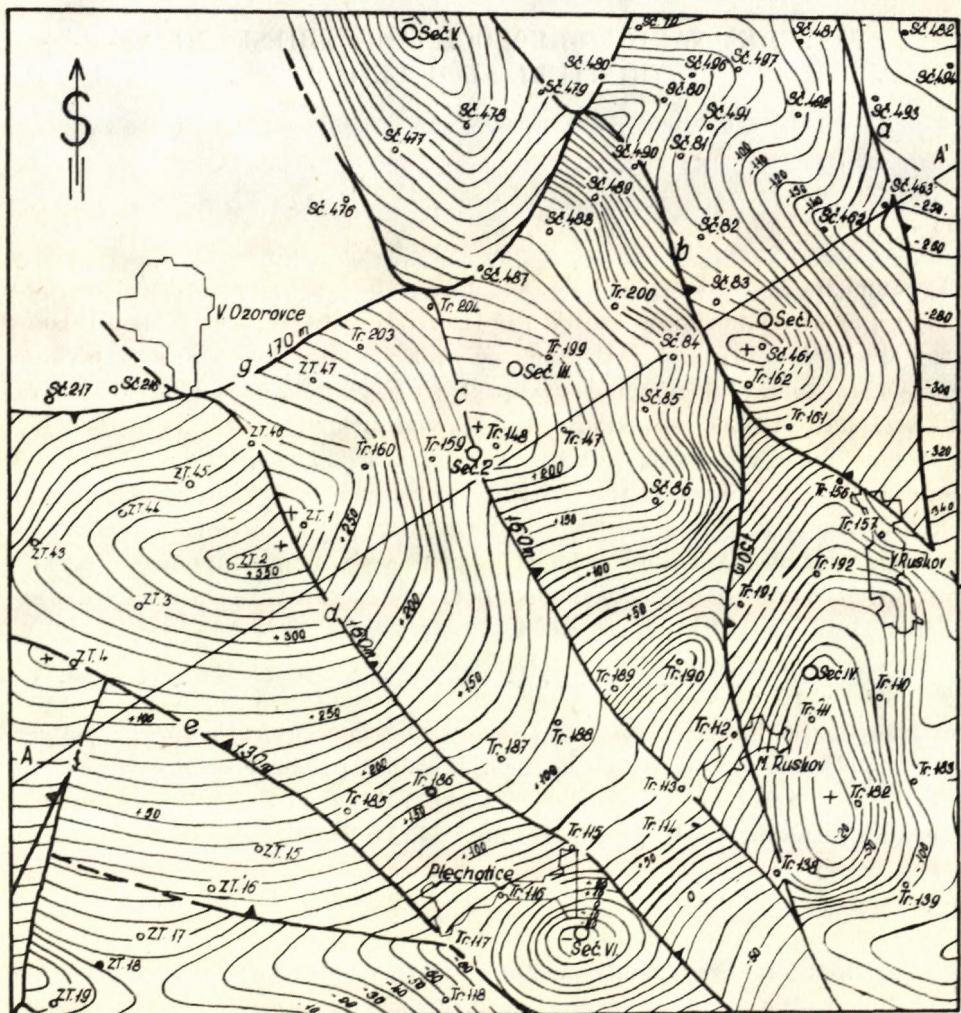
Podľa gravimetrického merania (Bližkovský 1960) je štruktúra Sečovce—juh podmienená starším predneogénym morfologickým chrbtom. V gravimetrickej mape Bouguerových izanomál vidieť generálne klesanie gravimetrického pola smerom k severu od zemplínskeho paleozoického ostrova. Výrazné klenutie izanomál vo forme chrbta vidieť SZ od V. Ruskova; tiahne sa na sever až po známu anomáliu pri Albínove. Pri Sečovciach je tento pruh prerušený nevýraznou lokálnou depresiou. V južnej časti chrbta je elevácia Sečovce—juh.

Na podobnej poloklenbovej štruktúre Trebišov, viazanéj na južnejšie trebišovské zlomy, boli zistené menšie koncentrácie plynných živíc v celom profile vrchného tortónu z viacerých piesčitých obzorov (podľa chemického zloženia plyn obsahuje 77,7—90,6 %  $\text{CH}_4$ ).

Hlboký pioniersky vrt Sečovce-2 mal overiť nafto-plynonádejnosť spodnosarmatského súvrstvia na poklesnutej kryhe západného trebišovského zlomu a vrchného vysladeneho tortónu na vysokej kryhe, resp. preveriť hrúbku súvrství a ich faciálny vývoj.

Vrt siahajúci do hĺbky 3210 m, prevrtal nasledovné vrstvy:

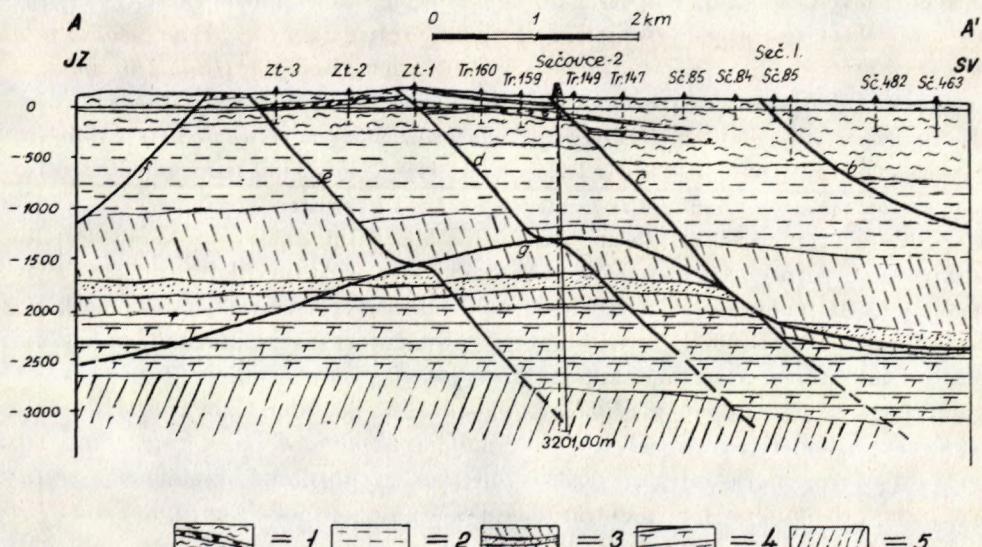
- 230,00 m pliocén-pont?
- 555,00 m pliocén (vyšší sarmat?)
- 1 350,00 m spodný sarmat — zóna veľkých elfídií
- 2 065,00 m vrchný vysladený tortón — rotáliová zóna
- 2 950,00 m vrchný morský tortón — bolovino-buliminová a spiroplektaminová zóna
- 3 210,00 m lanzendorfská séria



Obr. 1. Štruktúrna mapa širšieho okolia elevácie Sečovce-juh (zostavil R. Rudinec 1963). a) -zlom albinovský (140 m), b) ruskovský (100 – 130 m), c) východný trebišovský, d) západný trebišovský zlom, e) plechotický, f) kuzmický, g) hrušovský (priečny sečovský) zlom.

Podrobnejšie stratigrafické členenie najvrchnejšieho súvrstvia zatiaľ nepoznáme; faunisticky ide viac-menej o sterilné partie, resp. zistená fauna nie je reprezentatívna (*Candoniella* aff. sp. II Pokorný, *Candoniella* aff. *albicans* (Brady), *Candoniella* III. Pokorný, *Cyclocypris* sp.; Zapletalová 1962). Litologicky ide vo vrchnej časti o svetlozelené až zelenošedé, žltohnedo škvŕnité vápnité íly, na báze s výraznejšou štrkopiesčitou polohou (v tomto súvrství bol navŕtaný artézsky horizont so sladkou vodou; Cf Tr—159 hl. 102,00—107,00 m výdatnosť cca 3 l/sec.). Spodnejšiu časť súvrstvia budujú zelenošedé vápnité íly s tufitickými polohami andezitov a uhoľných ílov. V rámci regionálnej korelácie odpovedá pestré súvrstvie pliocénu-pontu, spodnejšie partie pliocénu-panónu? a najspodnejšia časť azda netypickému vyššiemu sarmatu. Smerom na Z môžeme toto súvrstvie sledovať v Košickej kotline až po svinický zlom (s tým, že najvrchnejšia časť pliocénu odpovedajúca pravdepodobne levantu tu chýba).

Spodný sarmat reprezentujú šedé, slabo zelenkavé, jemne piesčité vápnité íly, s hojnými piesčitými polohami. Faunisticky vrchná časť odpovedá zóne veľkých elfídií, ktorej najvrchnejšia časť má vysladený charakter. Zapletalová (1964) tu určila *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium* aff. *podolicum* Serrova, resedimentované miocénne foraminifery [*Florilus boueanus* (Orbigny), *Globorotalia scitula* (Brady), *Globigerina* sp.] a spiculy húb. Spodná časť tejto zóny je faunisticky bohatšia; ide o fáciu s *Cibicides badenensis* (Orbigny);



Obr. 2. Priečny rez eleváciou Sečovce-juh. 1 — pliocén (najspodnejšia časť-netypický vyšší sarmat), 2 — spodný sarmat — zóna veľkých elfídií, 3 — vrchný vysladený tortón-rotálioú zóna, 4 — vrchný morský tortón, 5 — lanzendorfská séria.

hojne sú zastúpené aj *Ammonia beccarii* (L.), *Cytheridea hungarica* Zalányi, *Elphidium puscharowskii* Serova, silicoplacentiny.

Bazálnu časť spodného sarmatu predstavuje „netypický spodný sarmat“; chudobná fauna svedčí o sedimentácii v značne plynkých vodách s pliohalinnou salinitou. Zapletalová (1964) určila nasledujúce druhy: *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium ex gr. macellum* (F. & M.), *Ammoscalaria* sp., *Ammobaculites exiguis* Cush. & Bronn.

Vrchný vysladený tortón litologicky zastupujú šedé, slabo zelenkavé, jemne piesčité vápnité íly (okrem spodnejšej časti s bohatšími piesčitými polohami, budovanými jemno a strednozrnnými pieskovcami). Vrchná časť rotállovej zóny má bohatú brackickú brachyhalinnú mikrofaunu delty, alebo estuárie z hlbok vyššieho sublitorálu vysunutého smerom k ústiu zálivu do voľného mora. Zapletalová (1964) určila *Ammonia beccarii* (L.), *Ammonia perlucida* (H+A+E); hojný výskyt druhu *Eggerella scabra* (Williamson) svedčí o maršovej fácií. Spodná časť rotállovej subzóny je faunisticky chudobná; zriedkavá je *Ammonia beccarii* (L.), *Miliammina fusca* (Brady) a re-sedimentované marinné foraminifery. Najspodnejšia časť zóny je bez fosilií.

Spodnejšie súvrstvie — vrchný morský tortón — tvoria šedé, monotoné, slabo vápnité íly. Piesčité obzory sú prítomné sporadicky hlavne v spodnej časti. Fauna bola pozorovaná iba v najvrchnejšej časti (do hl. 2 400 m); ide o zónu bolívino-buliminovú, ktorej vrchná časť je faunisticky chudobná a svedčí o sedimentácii v stredne hlbokom neritiku so salinitou 30 ‰. Čopianová (1964) tu určila: *Bulimina elongata* Orbigny, *Uvigerina semiornata urnula* Orbigny, *Cassidulina crista* Pischanova, *Haplophragmoides vašičekii* Cicha & Zapletalová, *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Valvularineria complanata* (Orbigny), *Cribrostomoides columbiensis moravica* Cicha & Zapletalová, Zapletalová (1964): *Globigerina trilocularis* Orbigny, *Globigerina quadrilateralis* Galeoway & Whissler.

Spodnejšia časť súvrstvia je bez fosílií; len veľmi ojedinele sa vyskytujú zakrpatené formy. Uprostred šedého komplexu v intervale 2 560—2 630 m vrt zachytil polohu svetlošedých tufiticko-piesčitých vrstiev s preplástkami šedých ílov. Pôvodne sklovitá hmota je premenená na jemnozrnnú zmes flotitých minerálov a na nedokonale prekryštalizovaný kremeň. Z pôvodných minerálov sú zastúpené plagioklasy, často silno karbonatizované. Hojne sa vyskytuje apatit. Stratigraficky táto poloha odpovedá asi sołonosnému súvrstviu zo severnej časti panvy. Podobné pomery poznáme i z elevácie Strelava, kde prítomnosť spiroplektaminovej zóny je faunisticky prekázaná. Pri prevrtávaní tohto komplexu bolo pozorované silné preplyňovanie výplachu (až do ukončenia vrtania). Spodná časť súvrstvia pod uvedeným horizontom odpovedá asi spiroplektaminovej zóne.

Najspodnejšie súvrstvie — lanzendorfská séria — je charakterizované

šedými vápnitými ílmi s častými polohami ryolitového tufitu a ojedinelými pieskovcami. V mechanických jadrach z vrchnej časti súvrstvia Čopianová (1964) určila nasledujúcu faunu: *Globorotalia scitula* (Brady), *Globorotalia mayeri* Cush. & Ell., *Globigerinoides trilobus* Rss., *Orbulina* sp., *Bulimina* sp., *Bolivina* sp.

Prítomnosť vrchného helvétu-karpatu nie je v tejto oblasti jasná. Podľa seizmických podkladov a severnejšieho vrtu Albínov-4, vrt Sečovce-2 mal do hl. 3 210 m súvrstvie karpatu zachytiť. Najpravdepodobnejšie však karpat leží bud hlbšie, alebo vykliňuje na severnom úpäti elevácie.

Z hladiska naftonádejnosti najperspektívnejšia je bazálna časť spodného sarmatu a vrchný vysladený tortón. Obe súvrstvia sú v tomto úseku pomerne bohaté na kolektory (jemno a strednozrnné spevnené pieskovce, v ojedinelých prípadoch polohy hrubozrnných pieskovcov až konglomerátov).

V intervale 1 820—2 870 m sa nezistili význačnejšie piesčité obzory. Niekoľko obzorov ryolitových tufov a ojedinele jemnozrnných spevnených pieskovcov zachytil vrt v najspodnejšom súvrství, v lazendorfskej sérii. Z hladiska karotážnej interpretácie zaujímavá je vysoká odporová križka na karotážnom zázname prakticky už od hl. 2 400 m, ktorá môže byť podmienená prítomnosťou tufitickej zložky v súvrství, jeho vysokým spevnením, alebo ďalšími dopisajúcimi faktormi.

Čerpacie pokusy na vrte nepriniesli pozitívne výsledky, hoci najmä v súvrství vrchného vysladeného tortónu išlo o výrazné obzory. Plyn sa zistil na viacerých obzoroch v celom profile vrtu, avšak viac-menej iba v stopovom množstve, alebo v sprievode slanej vody (tab. 1 a 2). Podľa toho možno usudzovať, že kolektory v spodnejších súvrstviach sú pomerne málo priepustné. Na druhej strane u vyšších obzorov s lepšou priepustnosťou bol zistený prítok slanej vody.

Pretože ide o prvý vrt, nemožno robiť ešte konečný uzáver o perspektíve štruktúry. Pri porovnaní oblasti Sečovce—juh a Trebišova vidíme určité

Rozbor zemného plynu

Tab. 1.

Obzor v hl. m	metan %	etan %	propan %	butan %	pentan %	H %	N %	O %	CO <sub>2</sub> %	Hutnota	Spec. váha pri 20 °C	Výhrevnosť kcal/m <sup>3</sup>
3104—3210	79,7	7,6	1,2	0,8	0,1	0,0	9,3	0,4	0,9	0,66818	0,80482	7 745,0
3066—3044	84,3	5,4	0,7	0,3	0,1	0,0	8,5	0,0	0,7	0,63716	0,76746	7 556,8
3006—3002,5	81,9	6,8	0,9	0,5	0,1	0,0	9,3	0,0	0,5	0,63054	0,78357	7 654,5
2623—2583	81,3	7,2	1,0	0,6	0,0	9,4	0,0	0,6	0,65382	0,78752	7 661,9	
1793—1790	81,0	7,5	0,9	0,8	0,1	0,0	8,9	0,0	0,8	0,65986	0,79480	7 760,5
1774—1752,5	80,4	7,9	1,1	0,7	0,0	0,0	8,6	0,0	1,3	0,66380	0,79955	7 747,9

Perforácia od m do m	Kationy mg/l						
	Odparov mg/l	Tvrdosť lN	Sodík	Draslik	Vápník	Horčík	Železo
2623 – 2583	10088,7	68,2	3441,6	21,9	256,0	53,5	12,4
1774 – 1752,5	12136,3	70	3949,7	13,7	336,0	99,6	
1651 – 1647	12395,0	63,3	4149,7	15,2	296,0	94,8	
1339 – 1341	12743,7	66,6	4172,7	14,8	340,0	82,6	

analogické prvky; tak napr. prítomnosť plynných živíc možno pozorovať vo vrchnom morskom tortóne takmer v každom obzore, ale len v malom množstve a pod nízkym tlakom. Podobné výsledky boli získané v JV časti panvy na štruktúre Klečenov a Žipov (Rudinec 1963, 1964).

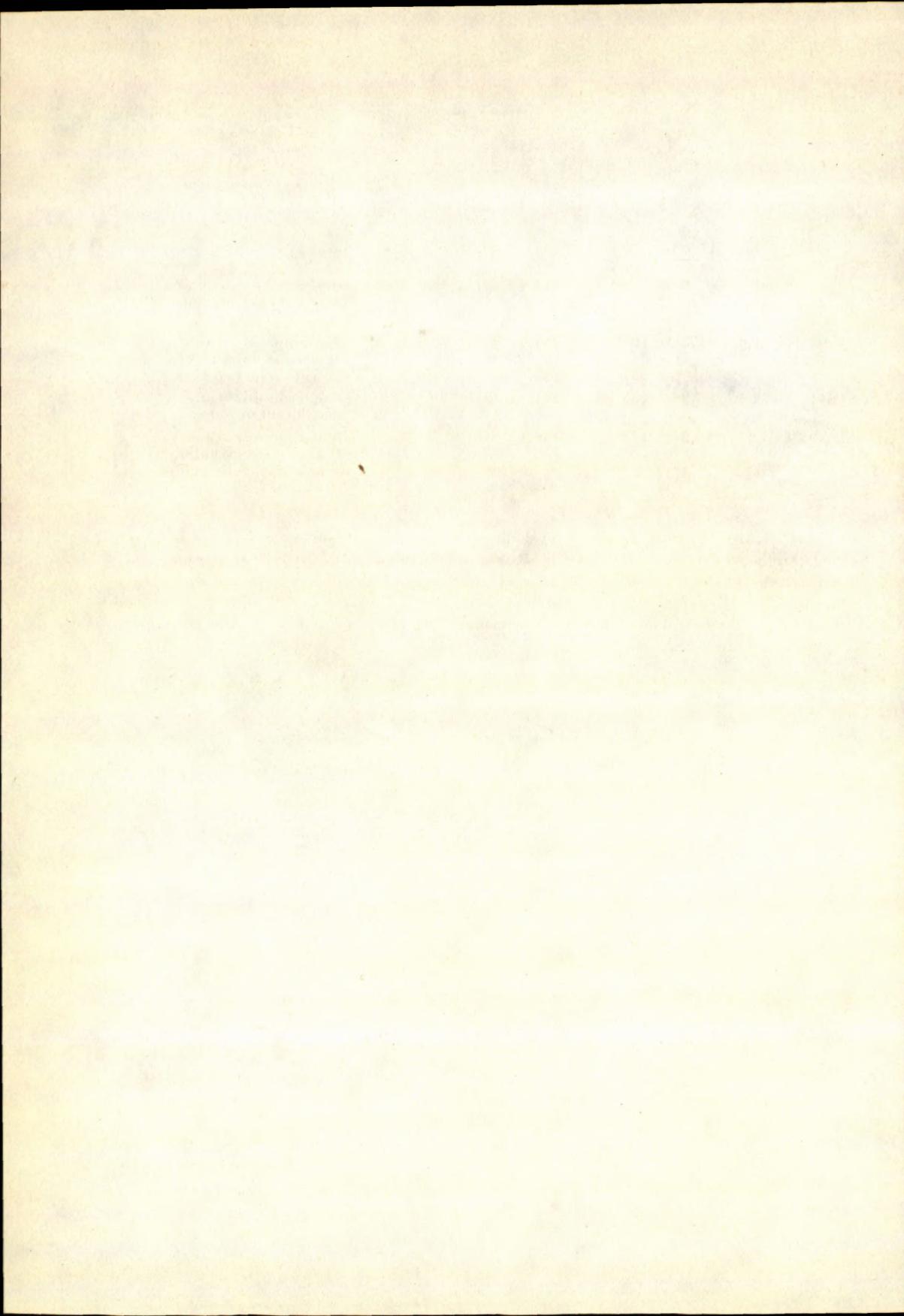
*Československé naftové doly. n. p.,  
prieskumný závod Michalovce*

#### LITERATÚRA

- [1] Bližkovský M., 1961: Detailný gravimetrický prieskum v severnej časti Potiskej nížiny v r. 1960. Archív Geofyzika, Brno. — [2] Buday T., 1960: Vysvetlivky pre list generálnej mapy 1 : 200 000. Geofond, Bratislava. — [3] Buday T., 1961: Nafta a plyn v Československých Karpatoch. Knihovna ÚÚG, zväzok 38, Praha. — [4] Čverčko J., Rudinec R., 1961: Zpráva o výsledkoch štruktúrneho prieskumu v oblasti SV svahov zemplínskeho ostrova. Rukopisná zpráva; archív ČND, Hodonín. — [5] Janáček J., 1959: Stratigrafia, tektonika a paleogeografia neogénu vých. Slovenska. Geologické práce, zošit 52, Bratislava — [6] Janáček J., 1962: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 list Sečovce (M-34-116-C). Rukopisná zpráva, GÚDŠ, Bratislava. — [7] Janáček J., Rudinec R., 1960: Zhodnotenie prieskumných prác v oblasti štruktúrnej elevácie Trebišov, s návrhom na ďalší prieskum. Rukopisná zpráva, archív ČND Hodonín. — [8] Man O., 1961: Záverečná zpráva o detailnom magnetickom prieskume vo VSN v r. 1960. Archív Geofyzika, Brno — [9] Pernica J., Beinhauerová M., Mořkovský M., 1964: Zpráva o reflexne seizmickom prieskume v roku 1963. Archív Geofyzika, Brno. — [10] Rudinec R., 1962: Dielčia zpráva o prevedení hlbokého štruktúrneho prieskumu v oblasti SV svahov zemplínskeho ostrova. — Rukopisná zpráva, archív ČND Hodonín. —

Aniony mg/1								Charakteristika Posudok vody
Chloridy	Bromidy	Jodidy	Sírany	Bikarbonaty	CO <sub>2</sub> – volný	Odplyn Nm/l		
5530,2	21,4	8,9	204,9	414,8	134,4	26,3	stredne mineralizovaná, slaná kalcium-chloritického typu	
6079,7	51,6	12,3	199,6	1268,8	66,2	20,3	silne mineralizovaná slaná voda kalcium- chloridového typu	
6416,4	29,5	7,3	133,7	1171,1	109,2		silne mineralizovaná, slaná kalcium-chlór. typu	
6292,4	49,5	10,9	151,0	1488,4	stopy	27,4	silne mineralizovaná, alkalicko-slaná, kalcium- bikarbonatového typu	

[11] Rudinec R., 1964: Zpráva o výsledkoch štruktúrneho pionierskeho prieskumu v oblasti trebišovských vysokých krýh. Rukopisná zpráva; archív ČND Hodonín — [12] Rudinec R. a kol., 1965: Výročná geologická zpráva za rok 1965. Rukopisná zpráva, archív ČND Hodonín.— [13] Zapletalová I., 1961 Súčasný stav mikrobiostatigrafického výskumu neogenu východného Slovenska, jeho výsledky a ďalšie úlohy. Rukopisná zpráva; archív ČND, Hodonín.



LUDOVÍT IVAN

## GENÉZA PIESKOV V JUŽNEJ OBLASTI MALÝCH KARPÁT

Uplatnenie pieskov úmerne stúpa s rastom priemyselnej výroby a výstavby miest. Preto som sa pri výskume neogénu v okolí Bratislavы zameral na neogénne sedimenty. V minulosti sa pre stavebnictvo používali hlavne neogénne vápence a zlepence a čiastočne i maltársky piesok JZ úpäťia Karpát. Pri výskume som sa zameral na tie suroviny, ktoré sa dosiaľ priemyselne nepoužívali, hlavne na piesky, ktoré by mohli prísť do úvahy pre zlievarenský, sklársky alebo stavebný priemysel, prípadne ako ostrivo pre keramiku.

Neogénne sedimenty vystupujú na povrch v dvoch morfologicky nápadných eleváciách: oblast Devínskej Kobylы (medzi obcami Devínska Nová Ves, Devín, Karlova Ves, Lamač, Dúbravka) a elevácia Vrchnej hory (kóta 278,4 medzi obcami Borinka, Mariánska, Záhorská Bystrica, Stupava). Elevácia Devínskej Kobylы podľahla značnej deštrukcii; neogénne sedimenty sa tu vyskytujú ostrovite, kým oblast Vrchnej hory tvorí súvislý neogénny komplex. Neogénne sedimenty ležia diskordantne na paleozoicko-mezozoickom podklade. V podstate ide o okrajový vývoj neogénu, ktorého vody zaplavovali južnú depresiu niekdajších Malých Karpát. V spomínanom území sa nachádzajú pobrežné klastické sedimenty, s typickou zmenou fácií na pomerne krátku vzdialenosť. Terigénne komponenty v sedimentoch svedčia o blízkosti pevniny. Sú tu zastúpené predovšetkým rôzne zrnité piesky, ktoré sporadicky obsahujú aj šošovky aleuritov; ďalej sa tu nachádzajú štrky, brekcie, zlepence, pieskovce, piesčité vápence, organogénne vápence. Klastické sedimenty sú spravidla zle vytriedené a mávajú často polymiktný materiál; len miestami pozorovať dobrú vytriedenosť pieskov. Pri niekdajšom pobreží budovanom z karbonátov sa prejavuje charakteristická činnosť organizmov; sú tu zvyšky po skulároch, ustriciach a litotamniách i typické fosílné biocenózy morského pobrežia. Hojná fauna a pomerne dobrá odkrytosť usnadňovali geológom výskumy už

v minulom storočí (T. Fuchs, G. A. Kornhuber, F. X. Schaffer, D. Štúr, Fr. Toula). Hodnotné sú práce Koutka z tridsiatych rokov. Podľa fauny boli neogénne sedimenty rozčlenené na tortón a sarmat; litologický vývoj oboch stupňov je veľmi podobný, takže v priestoroch bez fauny ich ľahko možno oddeliť.

Tortónska transgresia je charakteristická v oblasti Devínskej Kobyle. Bazálne polohy ležia priamo na kryštalíku, alebo na mezozoiku. V literatúre sa najčastejšie uvádzajú transgresia zo Sandbergu (miestni občania ju nazývajú Ravnyca); tu na mezozoické vápence transgredujú zlepence, resp. štrky s prevažne mezozoickým materiálom, prechádzajúce do pieskov o rozličnej zrnitosti. Piesky obsahujú značnú prímes karbonátov a sludy. V tomto súvrství sa nachádza hojná morská fauna popísaná už Schafferom. Piesky majú mocnosť až niekoľko desiatok metrov. Laterálne i vertikálne zmeny sú časté, najmä vo vyšších partiách. Miestami sa v nich nachádzajú šošovky vápnitých pieskovcov, konglomerátov až brekcií. Najvyššie horizonty tortónu tvoria spravidla vápnité pieskovce až vápence s litotamiami; vápence sa označujú ako litavské a spravidla netvoria homogénny horizont, ale faciálne prechádzajú do zlepencov, brekcií a piesčitých vápencov.

Južne od Dúbravskej Hlavice (kóta 356,3), Z od Dúbravky, cca 300 m po oboch stranach cesty Dúbravka—Devínska Kobyla, sa nachádza izolované súvrstvie marinných sedimentov, dosiaľ v literatúre neuvádzané. Dĺžka marinného súvrstvia je cca 600 m, šírka 100—150 m, hrúbka menšia (nepresahuje niekoľko desiatok metrov). Lokalita predstavuje erozívny zvyšok marinných sedimentov, ktoré azda navádzajú len SZ smerom v podobe úzkeho tenkého pruhu na tortónske súvrstvie lemujúce severné stráne elevácie Devínskej Kobyle. Marinné súvrstvie leží na paleozoických kryštalických bridliciach. Litofaciálny vývoj bazálnych vrstiev, resp. transgresívna poloha, je odlišná od vývoja pri Devínskej Novej Vsi, kde tortón transgreduje na mezozoické karbonáty. Transgresívna poloha pri Dúbravskej Hlavici obsahuje balvany s priemerom až 1 m (prevažne 15—30 cm). Balvany a valúny sú dobre opracované a obsahujú hlavné komponenty spodnotriásových kvarcitov; častejšie sa vyskytujú aj balvany žilného kremeňa. Valúny z metamorfika a granitoidných hornín sú zastúpené sporadicky. Valúny mezozoických vápencov som tu nezistil.

V nadloží bazálnej transgresívnej polohy sú dobre vytriedené strednozrnné kremité piesky svetlej farby. Vo vyšších partiách obsahujú šošovky a polohy piesčitých vápencov až vápencov organogénneho typu. Vo vápencoch sa nachádzajú lumachely marinnej fauny (*Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Turritella* sp.), charakteristickej pre pobrežnú bioasociáciu. Aj toto súvrstvie môžeme začleniť k tortónu. Litostratigrafické pomery sú zhruba obdobné ako v okolí Devínskej Novej Vsi a Vrchnej hory pri Stupave. Nie sú tu však väčšie pri-

rodzené odkryvy; umelé odkryvy sú v opustenej pieskovni a v sondách (do hĺbky 3 m). O lokalite som sa širšie zmienil preto, lebo piesky majú hospodársky význam.

Zrnitostný rozbor pieskov z lokality Dúbravka vykonal M. Pulec s takýmto výsledkom:

Zrnitost: 0,5	0,29 %	Zrnitostný rozbor:	0,25—0,1	30,90
0,5—0,25	67,00	piesok	0,1—0,05	0,81
			0,05—	1,10 aleurit

Analogický vývoj pieskov som pozoroval aj v oblasti elevácie Vrchná hora, v okolí kóty 237,5. Aj tu vystupujú kremité piesky svetlých farieb, rovnomerne zrnité a v ich nadloží sú šošovky a polohy piesčitých vápencov a vápencov s marinou faunou (*Pecten* sp., *Ostrea* sp., *Turritella* sp.) obdobných asociácií ako pri Dúbravskej Hlavici. Aj piesky v oblasti Vrchnej hory pri Stupave môžu mať hospodársky význam. Neogénne sedimenty v oblasti elevácie Vrchná hora ležia na juhu a JV na ilovito-kremitých metamorfitech a granitoidných horninách paleozoika; na východe a SV sa neogénne vrstvy stýkajú s vápencovo-dolomitovým komplexom a slienitými bridlicami (marianske vrstvy) mezozoika.

Vrstvy sarmatu zaberajú malú plochu; dosiaľ sa zistili len na 3 lokalitách, navzájom izolovaných. Ležia buď na mezozoiku (Devínska Kobyla), alebo na granitoidnom komplexe. Už začiatkom tohto storočia sa našla fauna brackického charakteru vo vápencoch v nadloží pieskov a štrkopieskov. Vápence sa vzhľadom podobajú tortónskym litavským vápencom; ich fauna má všach charakter sarmatu. Spomína ju F. R. Toula z východného svahu Devínskej Kobyle, z výšky okolo 450 m. Druhý podobný výskyt vápencov je J a JV od Dúbravky a tvorí vrchol „Hrubého brehu“. Sarmatskú faunu z tejto lokality popísal T. Fuchs. Tretí výskyt som zistil južne od Lamača, kde vápence tvoria vrchol kóty 262,2. V ich podloží sú kremité piesky svetlej farby obdobného petrografického charakteru ako piesky tortónske. Piesky ležia na granitoidoch. Vo vápencoch som pozoroval tieto druhy: *Ervilia* sp., *Mactra* sp., *Modiola* sp., *Cerithium* sp. Cerítie tvoria lokálne náznaky lumachel. Vápence prechádzajú do podložných pieskov. Lokalita v okolí kóty 262,2 sa zachovala ako osamelý relikt z pôvodného rozšíreného brackického súvrstvia; je dlhá 250—300 m, široká 80—120 m. Celková hrúbka pieskov i vápencov činí asi 10—20 m.

Sedimentárno-petrografické rozbory vzorky pieskov z lokality Lamač (kóta 262,2) priniesli podľa T. Ďurkoviča takéto výsledky:

Md zrnitosti 0,23 mm; koeficient vytriedenia (So) 1,39; TM: granát, zirkón, apatit, distén, staurolit, pyroxén. V asociácii dominuje granát; EM: dominuje kremeň, sporadicky je prítomný ortoklas, plagioklas.

Podľa klasifikácie Petránka (1963) môžeme tieto piesky považovať za príbrežné piesky.

Eluviálne piesky – pleistocén. V minulosti sa k sarmatským pieskom počítali niektoré výskyty v Lamačskej depresii, ktoré majú inú genézu ako piesky neogénne. Vznikli v periglaciálnych podmienkach a sú v podstate produktom mechanického zvetrávania granitoidných hornín; sú to teda v zmysle Nalivkina (1956) piesky eluviálne. Miestami boli premiestené vo forme delíví. K mechanickému rozpadu sa pridružoval aj chemický rozklad (k-potenciál, koncentrácia H-iónov, voda, podnebie a iné). Tieto procesy môžeme podľa Saukova (1950) súhrnnne označiť ako hypergénne.

Eluviálne piesky som zistil v granitoidnom areáli južnej časti Malých Karpat v niekoľkých prirodzených i umelých odkryvoch, kde prechádzajú do ďalej rozložených, resp. neporušených partií. Často sa v pieskoch zachovali aj komponenty menej rozložené s typickou štruktúrou materskej horniny.

V priestore kryštalických bridlíc majú premeny iný charakter; tu spravidla piesčitá substancia nie je taká výrazná ako v komplexe granitoidnom.

Malokarpatské paleozoikum bolo najmä počas alpsko-karpatského orogénu postihnuté tektonickými pohybmi. Poruchové zóny podmienili vznik intenzívnejších premien selektívneho rázu.

Intenzita hypergénnych procesov súvisí u nás s glaciálnimi pleistocénmi. Neprikryté, exponované granitoidné horniny Malých Karpát boli zvlášť vhodným objektom pre periglaciálnu deštrukciu. Aj študované územie bolo postihnuté takýmito periglaciálnymi procesmi (krypturbácia, kongelifracia, involúcia, svahová soliflukcia), ktoré potvrdzujú vplyv klímy na utváranie reliéfu (Lukniš 1955). Matula (1957), ktorý opísal periglaciálne javy z tehelní v Devínskej Novej Vsi, nesprávne považuje štrkové náplavy v nadloží tortónskych sedimentov za terasu Moravy. Terasa pri tehelní v Devínskej Novej Vsi predstavuje dunajskú terasu. Priestor medzi Devínskou Novou Vsou a Lamačom bol teda počas sedimentácie tejto terasy mimo dosahu rieky Moravy. Okrem rozdielneho vývoja líši sa aj petrograficko-mineralogickým obsahom valtúnovej substancie. Napr. v štrkovom materiáli moravských terás sú zastúpené komponenty z Českého masívu severnej Moravy, vzácné i resedimentované fragmenty glaciálnych a fluvioglaciálnych sedimentov nordického pôvodu. Petrograficko-mineralogický obsah dunajských terás (Viedeň-Devín) má však pôvod predovšetkým v Alpách. Štrkový materiál Dunaja je v zásade hrubší ako Moravy. Okrem alpských a karpatských prvkov terasa v tehelní v Dev. N. Vsi obsahuje aj horniny z južnej časti Českého masívu (ruly, granulity). Alpské elementy charakterizujú dunajské náplavy aj v recente.

Hypergénne pleistocénne premeny granitoidných hornín zastupujú eluviálne piesky. Potvrdzujú to aj spektrálne analýzy. Zóny spomínaných pieskov možno dobre sledovať v Lamačskej depresii, najmä v jej severnej časti (Vojenská nemocnica). Pekným príkladom premien je aj odkryv pri ihrisku v Slávičom údolí. Nie je vylúčené, že podrobnejším prieskumom sa zistia zóny, ktoré možno tiež hospodársky využiť, najmä v stavebnictve.

Neogénne súvrstvia sa v Lamačskej depresii dosiaľ nezistili. Výplň kotlinky tvoria produkty kontinentálneho zvetrávania a fluviatilné sedimenty povrchových tokov. V ich podloží sa spravidla narazilo na granitoidný komplex,

lokálne (Z a SZ od Dúbravky) na kryštalické bridlice. Aj z výplne depresie možno usudzovať na jej mladý vek. Pravdepodobne následkom rejuvenizácie starších zlomov sa mobilita intenzívnejšie prejavila koncom pliocénu alebo v priebehu kvartéru. Vznik Lamačskej depresie možno dať podľa Obručeva (1948) azda do súvisu s neotektonickými pohybmi. Svoju terajšiu formu nadobudli však vďaka erozívnej činnosti.

## Záver

Na technologické spracovanie (vykonali Keramické závody, laboratórium Michalovce) boli odobraté vzorky z nasledujúcich lokalít:

1. Devínska Nová Ves; JZ od západnej steny opustenej pieskovne (lokalita je zahrnutá do oblasti prírodnej rezervácie);
2. Devín; Z od obce v záreze cesty, ktorá vyúsťuje k miestnemu cintorínu;
3. Devín — „Nad pieskovecom“; asi cca 1,2 km východne od obce;
4. Dúbravka; JZ od Dúbravskej hlavice (kóta 356,3): a) S od cesty Dúbravka-Devínska Kobyla; b) J od cesty Dúbravka-Devínska Kobyla.
5. Mariánka; asi 250 m JZ od obce pri poľnej ceste Mariánka-Stupava (pieskovňa);
6. Stupava; Z od obce pri diaľnici Bratislava-Praha, západný svah kóty 205,7.

Technologické skúšky potvrdili vhodnosť neogénnych pieskov pre zlievárenstvo; niektoré variety pieskov by sa mohli vyskúšať pre sklársky priemysel, ďalej pre výrobu stavebných materiálov, najmä plynobetónov (tvarovky, izolačné dosky) a keramiku.

Orientačné sedimentárno-petrografické rozbori nepotvrdili vyšší obsah živcov. Určitú nádejnosť možno predpokladať u typov s vyšším obsahom  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , napr. na lokalitách Dúbravka (10,10%), Stupava (13,22%), Devín „Nad pieskovecom“ (14,20%), Lamač kóta 262,2 (8,79%). Napr. pri živcoch pre glaz. sú základné kondície:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  min. 10 %, obsah  $\text{F}_2\text{O}_3$  pod 0,7%,  $\text{TiO}_2$  0,1%, str. žih. 0,5%—0,8% a vypaľovacia biela farba. Týmto normám sú veľmi blízke rozbori z Dúbravky a Devína („Nad pieskovecom“).

Pri ďalšom výskume neogénnych vrstiev bude potrebné vykonať viac sedimentárno-petrografických rozborov, aby sa overilo zastúpenie živcov.

Piesky zo skúšaných lokalít nevyhovujú normám pre sklárske piesky, hlavne pre nižší obsah  $\text{SiO}_2$  (okolo 80 %). U pieskov z Dúbravky ( $\text{SiO}_2$  83 %) možno na základe zrnitosti a nízkeho percenta farebných kysličníkov predpokladať, že v nižších partiách súvrstvia, najmä nad transgresívnou polohou, je  $\text{SiO}_2$  bohatšie zastúpené. Do úvahy prichádza aj úprava pieskov (úprava sklárskych pieskov sa uskutočňuje v celosvetovom meradle), najmä preto, že továRNA na sklo v Dúbravke je vzdialenosť len cca 1,5—2 km.

Z podmienok vzniku neogénnych sedimentov sa vypukle vynoruje otázka znosu. Látkové zloženie pieskov je odrazom mineralogicko-petrografického charakteru materských hornín. Zdrojom kremenných zrnn boli v zásade rozru-

šené horniny: kryštalické bridlice, granitoidné komplexy, spodnotriásové kvarcity a lokálne kremenné žily. Krátky transport (nachádza sa v blízkosti kvarecitov, kryštalických bridlíc a kremenných žíl) vytvoril podmienky pre väčšiu koncentráciu kremitých komponentov na lokalite Dúbravka.

Geofond, Bratislava

#### LITERATÚRA.

- [1] Buday T. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. Bratislava. — [2] Fink J.—Majdan H., 1954: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — [3] Fuchs Th., 1866: Die Tertiärablagerungen in der Umgebung von Pressburg und Hainburg. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien. — [4] Ivan L., 1965: Nové výskyty nerudných surovín v okolí Bratislav, Geofond (rukopis), Bratislava. — [5] Ivan L., 1966: Von Rohstoffen—Untersuchung des Neogens d. Karpaten. Sborník konference o mladším terciériu, Brno. — [6] Kornhuber G. A., 1856: Die geolog. Verhältnisse der nächsten Umgebung von Pressburg. Verh. d. Vereines f. Naturkunde, Pressburg. — [7] Kouteck J., 1936: O hlbinnom vŕtaní pri Bratislave. Zprávy mesta Bratislav, Bratislava. — [8] Kouteck J., 1936: O nálezu nubeculariových vápencov v Československu. Příroda XXIX/8, Brno. — [9] Kouteck J., 1937: Oolitické vápence z okolia Bratislav. Bratislava. — [10] Kouteck J., 1936: Příspěvek k poznání bratislavského neogénu. Věstník SGÚ, Praha. — [11] Kouteck J.—Zoubek V., 1935: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislav. Věstník SGÚ, Praha. — [12] Lukniš M., 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérno-geologickom výskume Malých Karpát. Geograf. čas. VII/3—4, Bratislava. — [13] Matula M., 1957: Stopy periglaciálnej klímy v oblasti južného úpätia Malých Karpát. Geolog. sborník VII/2, Bratislava. — [14] Nalivkin D., 1956: Učenije o facijach. Moskva. — [15] Petránek J., 1963: Usazné horniny. Praha. — [16] Saukov A. A., 1950: Geochemija, Moskva. — [17] Schaffer F. X., 1897: Die marinen Tegel von Theben—Neudorf. Jahrb. d. geol. R. — A., Wien. — [18] Schaffer F. X., 1899: Fauna der Dachschiefer von Mariathal. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien. — [19] Štúr D., 1847: Geognostische Untersuchungen in der Gegend v. Pressburg und Modern. Haidingers Berichte III. — [20] Štúr D., 1866: Das Erdbeben vom 1. Dezember 1866 in den Kleinen Karpathen. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien. — [21] Toula Fr., 1866: Über ein neues Vorkommen von Kalken der sarmatischen Stufe am Thebener Kogel. Verh. d. k. k. geol. R. — A., Wien. — [22] Toula Fr., 1900: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March in Ungarn. Verh. d. Ver. f. Natur- und Heilkunde, Pressburg.

EUDOVÍT IVAN

#### ZUR GENESE DER SANDE IM SÜDLICHEN RAUME DER KLEINEN KARPATEN

Die neogenen Ablagerungen am Fusse der Kleinen Karpaten westlich Bratislava lagern transgressiv den paläozoischen und mesozoischen Gebilden auf. Es handelt sich da um eine Randentwicklung der Neogenschichten.

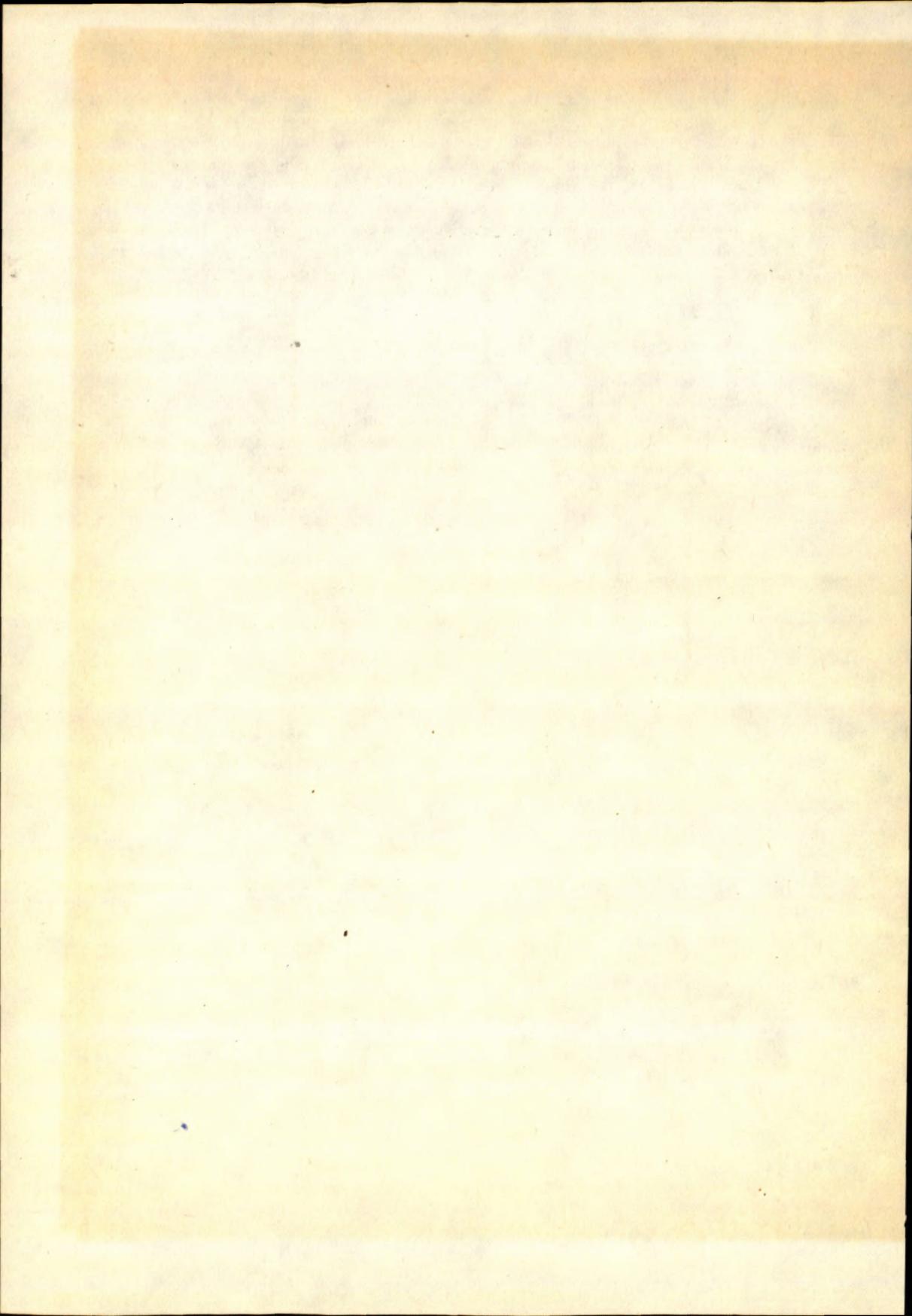
In den transgressiv lagernden Schichten sind Schotter, Schottersande und letztlich Sande verschiedener Korngrösse und Chemismus vertreten. Sande übergehen in sandige Kalksteine, Brekzien und Konglomerate. Einzelne Fazies verzeichnen Änderungen auch

nur auf kurze Entferungen. Auf Grund der Faunenfunde hat man diese Strandsedimente zum Torton und Sarmat gestellt. Lithologisch sind aber Ablagerungen beider Stufen ähnlich, wobei die ersten (Torton) Schichten viel breiter vertreten sind.

Unsere Aufmerksamkeit galt vor allem den Sandschichten und ihrer stofflichen Zusammensetzung, welche eigentlich die mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der anliegenden älteren Muttergesteine abspiegelt. Stellenweise sind die neogenen Sande gut sortiert; lagern sie auf den kristallinen Schiefern und auf den Quarziten der Untertrias, dann haben sie auch einen höheren Quarzgehalt (z. B. bei der Gemeinde Dúbravka).

In der Vergangenheit hat man zu den neogenen Sanden (vor allem zum Sarmat) auch einige Sandvorkommen in der Lámač-Depression gezählt. Allerdings weisen diese Sande eine ganz verschiedene Genese auf, da sie unter anderen Bedingungen entstanden waren. Es handelt sich um elluviale Sande, welche unter den periglazialen Bedingungen im Pleistozän entstanden. Man kann sie als Produkt der mechanischen Verwitterungsprozesse der granitoiden Gesteine bezeichnen. Im breiteren Sinne des Wortes kann man diese Sande als Produkt der hypergenen Prozesse (im Sinne Saukov's 1950) betrachten. Daraus folgt, dass die Sande in der Lámač-Depression an das kontinentale Milieu gebunden sind. Neogene Schichten hat man in der Lámač-Depression bisher nicht festgestellt. Die Füllung der Depression bilden, wie gesagt, Produkte der Verwitterung und fluviatile Ablagerungen.

*Geofond, Bratislava*



DUŠAN HOVORKA

## ULTRABASIC ROCKS OF THE KRAKLOVÁ ZONE OF WEST CARPATHIANS

**Abstract.** In the Kraklová zone of the Veporides metamorphosed ultrabasic rocks were found. They bear the character of amphibole serpentinites, monomineral amphibole and chloritic rocks. On the basis of their distribution in a region with abundant bodies of metamorphosed basic paleovolcanites, their petrological character and chemical composition, I consider them as differentiates of basic paleovolcanism (— early Algonkian?) of the Veporides. By this statement the association of products of the Sial basic volcanism in the Tatrvaporide crystalline complex of the West Carpathians is enlarged also by its sporadic ultrabasic differentiates.

### Introduction

Metabasites belong to the rare, but typical rocks of the West Carpathian crystalline complex. They bear the character of greenschists and various types of amphibolites. They occur in the Tatride and Veporide crystalline as well as in the Paleozoic of Spišsko-gemerské rudoohorie Mts. To the most basic types of metabasites of the West Carpathians belong the amphibolite with pyroxene from Harmonská series of Malé Karpaty Mts. (Cambel 1954) and serpentinized amphibole peridotite from Ježová valley northward from Bujakovo in the Veporides (Harman 1963).

In the recent years ultrabasic rocks of the West Carpathians have been regarded as a product of alteration of peridotite (Cambel 1951; J. Kamenický 1951, 1957; Kantor 1956; Hovorka 1965a, 1965b, 1965c). Their differentiation towards the basic ev. intermediate members has not yet been determined.

The selection of material for laboratory treatment was carried out on 2 localities, where my attention was drawn upon by A. Klinec. The ultrabasic rock from Ježová valley N of Bujakovo had been described by Harman (1963), who kindly provided the thin section material. In the presented paper I deal with metaultrabasites from the Kraklová zone originating from the following localities.

(1) Range north of the valley Zavarguľa about 1,7 km NW from Pohronská Polhora. On this locality sulphide prospecting has been carried out in the past; (2) Pôbišovo, 0,5 km SE from the railway station Beňuš; (3) NW branching of Ježová valley N of Bujakovo.

The bodies of metaultrabasites are embedded in a complex of paragneisses, migmatites, gneissose granites, amphibolites and their diaphthorites.

### Petrology

Metaultrabasites are mostly dark green in colour, in places passing into grey-green to grey-black rocks. Their structure is massive, but varieties with conspicuous foliation have also been found. On their composition participate: green common hornblende, tremolite-actinolite, chlorite, serpentine minerals, steatite, sulphides, magnetite, ilmenite; in Ježová valley also a small amount of biotite and feldspars.

The following types were grouped:

(1) hornblendites: a) composed of common hornblende, b) composed of tremolite (=tremolite rocks); (2) chlorite rocks; (3) serpentinites.

Hornblendites (composed of common hornblende) are massive, mostly medium-grained (2–4 mm) rocks. On fracture planes there are well recognizable columns of deep-green hornblendes, in places also sporadic grains and aggregates of sulphides. Their texture is nematoblastic, with local transition into fibroblastic one. They are mainly constituted only of common hornblende ( $\gamma'$  = grassy-green,  $\alpha'$  = yellowish-green,  $\gamma/c = 24^\circ - 28^\circ$ ). Columns of hornblende in direction of the axis „c“ show many times spindelike articulation. Around a part of the crystal of pleochroic hornblende accretion of horblendes of younger generation may be observed. It keeps the morphological features of hornblendes of I. generation (confinement, cleavage). Amphiboles of younger generation are colourless to slightly yellowish with an extinction  $\gamma/c = 14 - 18^\circ$ . The amphibole of question is of the tremolite-ferroactinolite group. It originated by transformation of common hornblende. Besides fringes round the amphibole of I. generation, amphibole II. forms fine needle-shaped, felt-like aggregates (product of pyroxene alteration?). Chlorite, steatite, magnetite, pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, limonite occur as accessories.

Tremolite rocks are fine-grained, green-grey rocks, with massive and inexpressive schistose structure. 2–4 mm columns of darker amphiboles can be macroscopically identified in the fine grained groundmass. The transition from the previous type is gradual. It is conditioned by the gradual transformation of common hornblende into tremolite.

The texture of the rock is blastoporphyric with a nematoblastic to fibroblastic groundmass. Porphyroblasts of tremolite are pseudomorphs after am-

phibole of I. generation. During the tremolitization process of common hornblende, release of Fe and its individualization in form of fine-grained ore pigment set in. The substantial part of this type of rock mass is formed by a fine-felt needle-shaped tremolite aggregate, mostly without preferred orientation. In the rock were determined in accessory amounts: chlorite (clinochlor-leuchtenbergite), steatite, sporadic relicts of common hornblende and ore minerals.

Amphibole rocks were subjected in places to further alteration, firstly to chloritization, serpentinitization and steatitization.

The *chloritization* of hornblendites and tremolite rocks is displayed by the dull lustre of the rock cleavage planes, in tremolite rocks also by darkening of the rock. Chloritized rock types are chiefly of massive structure. They show frequently an inhomogeneous spotted character, conditioned by local aggregates of bright-green amphiboles and dark chlorites. The texture of chloritized hornblendites and tremolite rocks is lepidoblastic to nematoblastic with a varying content of leaf and columnal minerals. The rock comprises in various proportions: common hornblende, tremolite, chlorite, steatite and ore minerals. Chlorite leaves are often twinned with oblique extinction ( $2-4^\circ$ ), and pleochroism of yellow and yellowish-green tints. The chlorites are of clinochlor-leuchtenbergite group.

*Serpentinization* is accompanied by darkening of the rock and its gradual transition into fine-grained to aphanitic varieties. In cleavage planes of serpentinitized rocks frequently spotted structure conditioned by variation of mostly amphibole positions with one composed mainly of antigorite may be observed. Serpentinitization reveals by gradual metasomatic suppression of amphibole



— = 0,1 mm

Fig. 1. Amphibole rock composed of pheocrysts of green pleochroic common hornblende. The matrix is composed of the columns of tremolites.



— = 0,2 mm

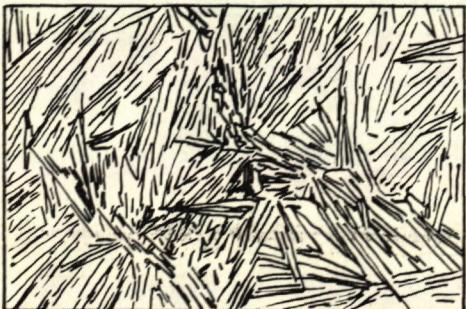
Fig. 2. Tremolite rock with expressive foliation

(tremolite) by fine-leaved aggregate polarising serpentine (antigorite to amorphous-like serpentine). The structure of this rock type is mainly nemato-lepto-blastic.

Tremolite rocks are most frequently affected by *steatitization*. Its extent is generally not very important. It is displayed by the suppression of tremolite, amorphous serpentine and antigorite by a fine-leaved aggregate of steatite. It temporarily follows after chloritization and serpentinitization. I found relicts of strongly uralitized and serpentinitized pyroxenes on some of the thin sections of serpentinitized amphibole rocks from the locality Zavargula. Their identification on the thin sections investigated is impossible owing to intensive alteration.

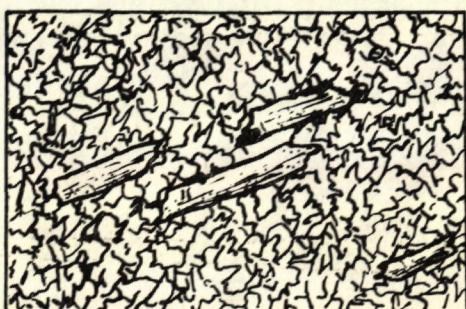
Chlorite rocks are products of chloritization of hornblendites. These fine-to medium-grained rocks are darkgreen in colour, passing into aphanitic varieties. Locally we can observe transitions of hornblendites to chlorite rocks. On their contact a 0,5–1 cm wide zone comprising darker coloured amphiboles than those of the hornblendites has developed. The texture of the chlorite rocks is lepidoblastic. Besides the chlorite ( $\gamma'$  = grassgreen,  $\alpha'$  = yellow-green, extinction  $3-5^\circ$ , abundant twinning after 001), relicts of green amphibole and tremolite may be noticed in the rock. The other minerals of the investigated rocks are present in accessory amounts too.

Serpentinites are dark-grey to grey-black in colour and show a fine-grained structure. They are mainly dense, in places passing into conspicuously orientated varieties. Their cleavage planes often show a spotted character. The texture of serpentinites is lepidoblastic to lepto-nemato-blastic. The serpentinitization process of amphibole rocks had not passed to complete alteration of the original rock, thus the major part of the serpentinites based on



— = 0,1 mm

Fig. 3. Tremolite rock with needle-like haphazardly oriented tremolite crystals.



— = 0,1 mm

Fig. 4. Tremolitic serpentinite with parallel tremolite crystals in massive antigoritic matrix.

tab. 1

## Modal composition of metaultrabasites

Sample	Common hornblende	Tremolite	Chlorite	Serpentine minerals	Stilbite	Ore min.	Carbonates	Number of points	Distance of points	
4	86%	3,5%	3,5%	3%	1%	2%	1%	1162	0,2 mm	hornblendite
2a	72	23	5	—	—	—	—	1031	0,2	hornblendite
11	—	80	6	—	7	7	—	1083	0,2	tremolite rock
9	—	60	5	28	4	2	1	1109	0,2	tremolitic serpentinite
1	31	29	38	—	—	2	—	937	0,2	amphibole-chlorite rock
26	30	51	14	—	2	3	—	985	0,2	chlorite-amphibole rock
25	2	44	8	44	—	2	—	1024	0,2	serpentine-tremolite rock
3	5	28	65	—	—	2	—	1151	0,2	tremolite-chlorite rock
2	12	—	3	60	10	15	—	969	0,2	serpentinite
5	—	39	11	45	—	2	3	1053	0,2	tremolite-serpentine rock
25a	—	8	6	55	6	25	—	1181	0,2	serpentinite

mineral composition may be called „tremolitic serpentinites“ ev. „chloritic serpentinites“.

Serpentinites consist mainly of fine-leaved antigorite to amorphous serpentine with aggregate polarization. They often show nonhomogeneous character due to variation of parallel positions consisting mostly of amphibole and chlorite, with positions formed by antigorite. This differentiation has been recognized mainly on thin sections of rocks from the locality Pôbišovo. As columns of amphiboles in the range of amphibolic positions also show parallel orientation, we assume that the rock had already had schistose character before serpentinitization processes. In the composition of serpentinites besides antigorite and amorphous serpentine also participate in a various rate common hornblende, tremolite, chlorite, magnetite, steatite, carbonates and sulphides. Carbonates constitute most frequently the filling of microfissures.

The ultrabasic rock found by Harman (1963) in the Ježová valley north of Bujakovo has in contrast with the described types a different character. Besides amphibole, chlorite and serpentine it also contains a small amount of quartz, plagioclases and biotite,

tab. 2

Mineral association of metabasites and metaultrabasites  
of the Kraklová zone of Veporides

mineral	rock	metabasites	metaultrabasites		
			hornblendites	chlorite rocks	serpentinites
pyroxene			-----		
common			-----		
hornblende		---	---		
tremolite		-----	---		-----
chlorite		-----	-----	---	-----
serpentine			-----		---
steatite			-----		-----
sulphides			-----		-----
magnetite			-----		-----
ilmenite			-----		
plagioclase		---			
quartz		-----			
biotite		-----			
garnet		-----			
epidote		-----			

----- = sporadic occurrence

— = O,X-X%

— = X0%

Modal composition of rocks was computed by the help of point counter (type Rothenov).

In table 2 a survey of mineral association of metabasites and metaultrabasites of the Kraklová zone of Veporides is given. This survey includes only the common rock types of this unit.

being likely products of potash-siliceous metasomatism, attached to the migmatitization of this region.

In table 1 planimetric analyses of basic types of ultrabasics from the investigated localities are given. The tabular survey of modal composition furnishes at the same time a good outline of the mutual gradual transitions of the individual rock types. The modal composition of specimens no. 1, 2, 3, 5 corresponds with the chemically analyzed specimens (see tab. 3).

### Chemical composition

In table 3 chemical analyses of metaultrabasites of the Kraklová zone of Veporides are given. The analysis of specimen No 15 is taken from the paper of Harman (1963).

Anal. No 1: Medium-grained dense chloritized hornblendite with considerable amount of common hornblende, tremolite and chlorite. Ore minerals are present (sulphides, magnetite) in accessory amount. Texture of the rock is nemato-lepidoblastic. Locality: Zavargula near Pohronská Polhora. Analyst: inž. Streško (1965).

Anal. No 2: Fine-grained dense greyish green serpentinite. In considerable amounts are present: antigorite, amorphic serpentine, steatite, relicts of common hornblende. Fine-grained ore minerals are abundant. In accessory amount were found: chlorite, tremolite, carbonates. Locality: Zavargula near Pohronská Polhora. Analyst: inž. Streško (1965).

Chemical analyses of metaultrabasites

tab. 3

	1	2	3	5	15	39	40	41
SiO <sub>2</sub>	40,00	37,28	33,58	42,46	38,46	42,14	40,87	40,08
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,40	0,31	0,25	0,36	0,73	0,80	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,27	5,40	15,41	9,29	9,16	8,22	9,57	6,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	8,31	1,91	4,54	13,17	7,23	6,51	12,86
FeO	9,23	7,79	11,83	5,13	8,07	5,56	6,24	4,71
MnO	0,16	0,24	0,20	0,10	0,22	0,17	0,48	0,32
MgO	21,57	24,12	21,87	24,42	16,09	23,04	20,96	21,05
CaO	6,61	4,18	4,79	6,35	3,15	3,86	4,99	3,40
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,19	0,15	0,19	1,48	0,42	0,43	0,40
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,19	0,25	0,33	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,10	0,11	0,42	0,12	0,17	0,18
H <sub>2</sub> O+	5,84	7,16	9,54	5,87	7,26	7,50	6,44	8,10
H <sub>2</sub> O-	0,13	0,83	0,18	0,14	1,00	1,63	1,52	1,99
CO <sub>2</sub>	0,43	0,64	0,29	1,16	—	0,13	0,28	0,76
S	0,50	3,03	—	0,03	—	0,02	0,10	0,05
SO <sub>3</sub>	← not determined →				→	0,02	0,03	—
CuO	0,07	0,25	0,01	0,006	←	not determined	→	→
$\Sigma =$	100,19	99,99	100,21	100,14	100,03	101,04	100,02	101,65

Anal. No 3: Tremolite-chlorite rock consisting mainly of tremolite and chlorite. In accessory amounts were found: common hornblende, sulphides, magnetite. The rock texture is nemato-lepidoblastic. Locality: Zavargula near Pohronská Polhora. Analyst: inž. Streško (1965).

Anal. No 5: Tremolite-serpentine rock with spotted character on the cleavage planes. It contains in considerable amount: serpentine minerals, tremolite, chlorite. Their dis-

tribution on the thin sections is streaky. In accessory amounts were found: sulphides magnetite, carbonates. The rock texture is blastoporphyric with nemo-lepidoblastic groundmass. Locality: Pôbišovo near Beňuš. Analyst: inž. Streško (1965).

Anal. No 15: Fine-grained dark green amphibole peridotite (according to M. Harman, 1963). The rock consists of relicts of common horblende, antigorite, biotite, chlorite, magnetite and albite. Locality: NW branching of Ježová valley north of Bujakovo. Analyst: inž. Rubínová (1963).

Anal. No 39: Fine-grained dark tremolitic serpentinite. Besides amorphic serpentine, antigorite and tremolite in small amounts chlorite and ore minerals are present. Texture of the rock is nemo-lepidoblastic. Locality: Zavarguľa near Pohronská Polhora. Analyst: chem. lab. of GÚDŠ

Anal. No 40: Fine-grained dark tremolitic serpentinite. Mineral composition and the rock texture is conform with specimen No 39. Locality: Zavargula near Pohronská Polhora. Analyst: chem. lab. of GÚDŠ

Anal. No 41: Fine-grained dark tremolitic serpentinite. Mineral composition and the rock texture is conform with specimen No 39. Locality: Zavargula near Pohronská Polhora. Analyst: chem. lab. of GÚDŠ

In table 4 Niggli's parameters are given. The analyzed rocks by their main numeric features reach the values of the hornblendite type of magma from the amphibolic group of magmas of the calcareous -alcaline series. Analysis No 15 has not been added to one of Niggli magmatic types, as it refers to a rock affected by potash metasomatism. Despite of this, its relevance to the metaultrabasites is beyond all doubt. The increased content of alkalines in this rock (see tab. 3) is in accordance with its mineral composition (biotite, plagioclase).

Niggli's parameters

tab. 4

	1	2	3	5	15	39	40	41
si	70,36	65,43	57,28	74,67	74,15	77,60	76,35	74,45
al	11,66	5,57	15,46	9,62	10,38	8,91	10,51	7,35
fm	75,34	86,19	75,49	78,04	78,88	82,43	78,33	84,59
c	12,45	7,86	8,75	11,96	6,50	7,61	9,99	6,78
alk	0,55	0,38	0,30	0,38	4,22	1,05	1,17	1,28
ti	0,52	0,53	0,40	0,33	0,52	1,01	1,12	0,80
p	0,04	0,05	0,07	0,08	0,34	0,09	0,13	0,16
k	0,09	0,14	0,17	0,14	0,34	0,28	0,34	0,43
mg	0,76	0,74	0,74	0,83	0,59	0,77	0,75	0,70
Q	16,94	11,81	12,79	18,16	13,82	18,35	18,36	14,46
L	20,06	10,42	16,21	16,25	23,20	15,53	18,64	22,70
M	63,00	77,77	71,00	65,59	62,97	66,12	63,00	62,84
γ	0,02	0,03	—	0,03	—	—	0,01	0,01
α	0,17	0,19	0,08	0,34	0,07	0,36	0,28	0,28
π	0,91	0,87	0,94	0,92	0,42	0,78	0,79	0,70
μ	0,75	0,72	0,74	0,80	0,58	0,77	0,74	0,69

The atomic ratios of magnesium and iron in the metaultrabasites of Kraklová zone vary within the range of 2,8—5,3 (in the analysis No 15 the ratio is 1,5), e. g. near the lower limit of values given by H.H. Hess (1938) for ultrabasic

rocks generated by differentiation of a basalt magma. Serpentinites originated from peridotite magma show, according to the cited author, the atomic ratio Mg: Fe higher than 6. The calculated ratios Mg: Fe are given in table 5.

tab. 5

Mg: Fe	1	2	3	5	15	39	40	41
	3,4	3,2	3,0	5,3	1,5	3,9	3,6	2,8

$\text{TiO}_2$  contents in serpentinites originated from peridotite magma (= serpentinite of Kohút crystalline complex and serpentinite of the Spišsko-gemerské rudochorie Mts) are essentially lower and vary within the range: traces — 0,2%; in one case the value exceeds 0,3% (analyses in J. Kantor, 1956 and J. Kamenický, 1957). Such low  $\text{TiO}_2$  content in serpentinites derived from peridotite magma are reported also by N. D. Sobolev (1950) from north Caucasus; by Marmo (1958) from Sierra Leone; by Kokta—Kudělásková—Kudělásek—Polický (1964) from the Utín ultrabasic body and by many others. The  $\text{TiO}_2$  content of the ultrabasites of the Kraklová zone is only in one case under the value 0,3%; it varies mostly in the range 0,30—0,80%. The  $\text{TiO}_2$  content of rocks derived from a basalt magma is thus essentially higher than that of rocks derived from a peridotite magma. High  $\text{TiO}_2$  contents in rocks originated by differentiation of a basalt magma (often up to 5—7%  $\text{TiO}_2$ ) are cited by many authors e. g. from the Bushveld massiv, from the Ural and from many other localities. From the above mentioned it follows, that the  $\text{TiO}_2$  content and the ratio Mg: Fe in the ultrabasic rocks of the West Carpathians may serve as one of the criteria for the differentiation of the mentioned genetic ultrabasic rock types.

The different chemical composition of metaultrabasites of the Kraklová zone and of the serpentinites of the other geological West Carpathian units is also displayed by the different position of the projection fields of the described rock groups in Niggli's Q—L—M triangle.

The projection points of analyses of the serpentinites from the Kohút crystalline complex and the serpentinites of the Spišsko-gemerské rudochorie Mts. form a consistent field. The projection field has been constructed basing on the results of the analyses No 1—8, 10—11 from Kantor's (1956) paper, of the analyses No 1—6 (tab. 3) from J. Kamenický's (1957) paper and of the analyses No I—X from Hovorka's (1965a) paper. The projection field of metaultrabasites of the Kraklová zone obviously differs by its position from the projection field of the serpentinites of other geological West Carpathian units. The projection field of metaultrabasites shows a small planar dispersion. For comparison I also pointed out in the Q—L—M triangle the projection field of amphibole gabbros and diorites of the phyllite-diabase (= Rakovecká) series of Spišsko-gemerské rudochorie Mts. It is constructed according to the results of the analyses No 28—30, 33—36, 38—39,

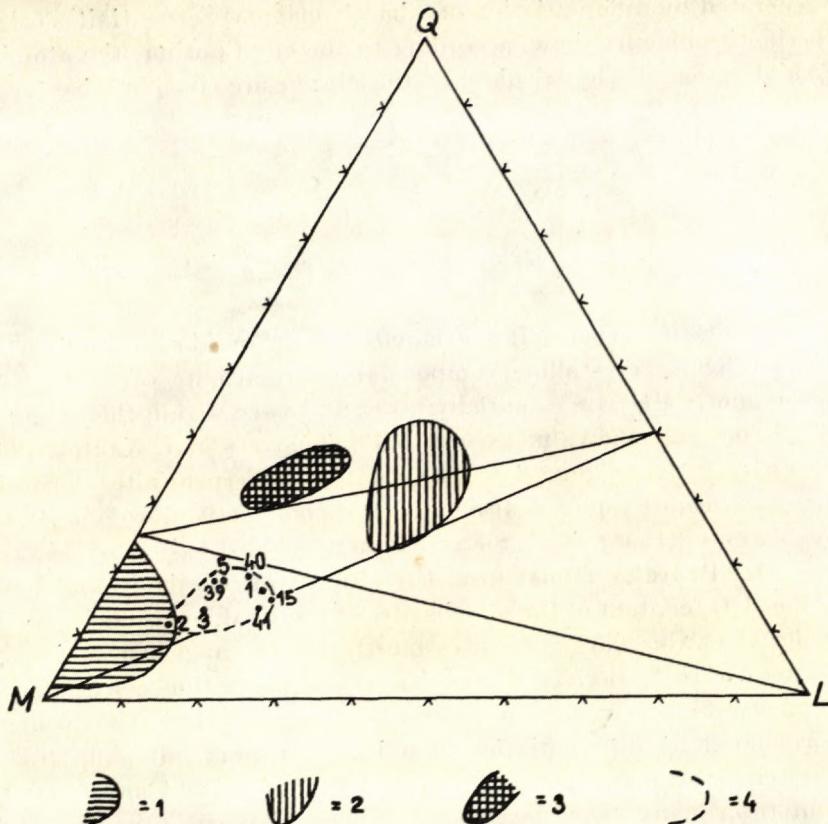
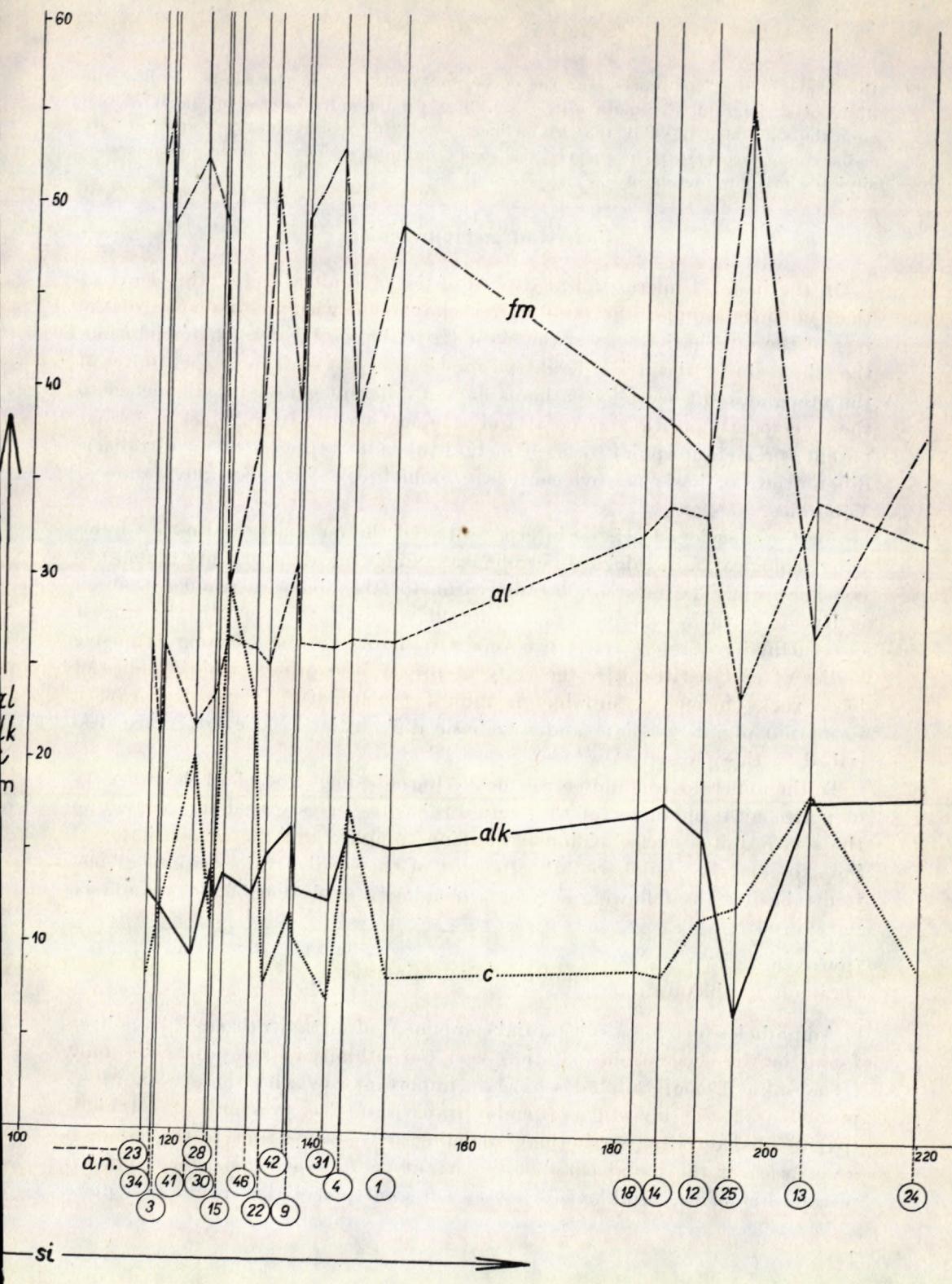


Fig. 5. 1 = Serpentinites of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and serpentinites of Kohút crystalline complex; 2 = amphibolites of the Kraklová zone of Veporides; 3 = amph. gabbros and diorites of the Phyllite-diabase series of Spišsko-gemerské rudohorie Mts  
 4 = metaultrabasites of the Kraklová zone of Veporides

41, 45 of L. Kamenický's—Marková's (1957) paper. Projection field of amphibolites of the Kraklová zone is constructed on the basis of chemical analyses in M. Harman (1963).

In Niggli's differential diagram (fig. 6), besides the analyses of metaultrabasites of the Kraklová zone, results of metabasite analyses of this unit were also used. The latter were taken in Harman's (1963) paper. In the diagram they are marked by a ring. From the diagram, which not included the pyroclastic types grouped by Harman (1963) follows, that there exist gradual transitions between the chemism of metabasites and metaultrabasites of the Kraklová zone. The lack of analyses of rock types with a „si“ content of 77–99 is according to the author only the question of systematical selection of samples for chemical analyses. The differential diagram shows the obvious relation between

Fig. 6. Niggli's differential diagram of metaultrabasites and metabasites (amphibolites) of the Kraklová zone of Veporides.



the course of the "fm" curve, and the curves "c" and "alk" in the whole width of the differential diagram. For metabasites as well as for metaultrabasites of the Kraklová zone the statement is valid, that by an increase of "fm", the values "c" and "al" are reduced and vice versa. The curve "mg" has a falling tendency from the metaultrabasites towards the metabasites.

### Genesis of metaultrabasites

On the basis of microscopical studies of the metaultrabasites, the study of their chemical composition and by its comparison with the chemism of the rest of the ultrabasic rocks of the West Carpathians, I got to the conclusion, that the metaultrabasites of Kraklová zone in contrast with the serpentinites of the other units of West Carpathians have a different genesis. With regard to their geological position, mineral and chemical composition, I assume, that parent (premetamorphic) rocks of metaultrabasites represented an ultrabasic differentiate of basic paleovolcanites (= ophiolites) of the Kraklová zone of Veporides. s ohlada

For the mentioned genetic interpretation of the metaultrabasites the following geological, mineralogical-petrological and chemical criteria are taken into consideration. The most important reason for the above mentioned opinion is based on their occurrence in the Kraklová zone, from which the hugest geosynclinal volcanic activity was reported. To its products belong extensive bodies of metabasites, f. e. the body of Brezno and others. Bulky bodies of basic rocks formed a suitable medium for magmatic differentiation with formation of intermediate and ultrabasic differentiates. The latter are described in this paper.

To the mineralogical and petrological criteria belongs first of all the diversity of petrological character of the metaultrabasites investigated in contrast to the serpentinites of the Kohút crystalline complex and the serpentinites of Spišsko-gemerské rudoohorie Mts. In most of the studied thin sections of metaultrabasites the following succession of mineral evolution of rocks could be recognized:

(pyroxene)                            }  
common hornblende                    } → tremolit → serp. minerals

Amphiboles forming a substantial component of metaultrabasites, have been found in the serpentinites of the West Carpathians in sporadic cases only (Hovorka, 1965c). Sulphides have an important role with the genetic interpretation of the investigated metaultrabasites. The presence of sulphides (pyrite, chalcopyrite, pyrrhotine) belonging at the same time to the common accessories of the metabasites of the Kraklová zone, is typical for the metaultrabasites of the Kraklová zone too. On some places they occur in a more

conspicuous concentration (Helpa) in the metabasites. Sulphides were found neither in the serpentinites of the Kohút crystalline complex, nor in the serpentinites of Spišsko-gemerské rudochorie Mts.

The general tectonic style in the Kraklová zone of Veporides has applied also in the formation of the resulting mineral association of metaultrabasites. During their serpentinitization the „pt“ conditions for the formation of asbestos mineralization were not convenient (lack of „pressure release“).

According to N. L. Bowen (1928) and recently also to C. B. Raleigh (1965) during the crystallization process of the basalt magma, in places a conspicuous accumulation of olivine, ev. pyroxene sets in. Formation of monomineralic aggregates of amphiboles occurs only under abyssal eventually hypabyssal conditions, as amphibole necessitates for its genesis water and the action of pressure. H. S. Yoder—C. E. Tilley (1962) in an extensive experimental work about the origin of the basalt magma proved, that by cooling of the basalt melt under the presence of water vapour, a rock being constituted mainly of amphiboles, originates thus the chemical likeness of hornblendites with basalt magma has been simultaneously proved. Following the results of the cited authors amphiboles originate during the first crystallization stages of the basaltic composition melt, at the same time confirming N. L. Bowen's (1928) conclusion, that for the formation of amphibole from the basalt magma an excess of water vapour is necessary, and his conclusion of the necessity of high pressure gets concrete by the value of 10500—12600 bars.

Applying the results of the experimental works of the authors cited and taking in account the study carried out on metaultrabasites of the Kraklová zone, their genesis becomes evident as follows.

During the period of basic volcanic activity (early Proterozoic?) which may be stated as initial volcanism, under abyssal to hypoabyssal conditions and by applying of pressure, differentiation of basic magma set in. Locally positions composed mainly of amphibole and pyroxene ( $\pm$  olivine) developed. In their formation mostly gravitational differentiation did apply. The presence of bright-green needle-like amphiboles on one hand, and the presence of green pleochroic common hornblende on the other, makes it possible, to specify the original premetamorphic rocks as hornblendites, pyroxene hornblendites to pyroxene rocks. The existence of the latter is proved by the presence of their metamorphic derivates, displaying the feature of uralitic amphibolic rocks.

By the statement that parent rocks of metaultrabasites belong to the basalt magma in the region of West Carpathians, the association of ultrabasic rocks becomes enlarged by a new type. Besides the serpentinites of the Spišsko-gemerské rudochorie Mts. and the serpentinites of the Kohút crystalline complex, which originated from a peridotite magma, for the Kraklová zone of Veporides, metaultrabasites formed by differentiation of a basic (= basalt) magma are also typical.

Metaultrabasites represent a preneoid rock, the stratigraphical position of which is identic with the stratigraphic level of the metabasites (amphi-

bolites) of the Kraklová zone of Veporides. In the case of verification of the conception of M. Máška and V. Zoubek (1960) about the Archean to early Algonkian age of the Fatrotatride crystalline complex, ultrabasic rocks of 3 stratigraphic horizons would exist in the region of West Carpathians:

- a) metaultrabasites of Kraklová zone (early Proterozoic);
- b) serpentinites of Kohút crystalline complex (late Proterozoic);
- c) serpentinites of Spišsko-gemerské rudochorie Mts. (Mesozoic).

The table 6 gives a survey of the stratigraphical position of ultrabasic rocks in West Carpathian region and their genetic classification.

tab. 6

stratigr. magma	early Proterozoic	late Proterozoic	Mesozoic
basaltic	metaultrabasites of Kraklová zone		picrite from the vicinity of Poniky
peridotitic		serpentinites of Kohút crystalline complex	serpentinites of Spišsko-gemerské rudochorie Mts.

On the basis of the study of metaultrabasites it is not possible to determine the alliance of different transformations of these rocks with certain metamorphic processes. It will be possible to classify the effects of the particular metamorphic cycles on the metaultrabasites only after evaluation of their applying in the whole Veporide crystalline complex.

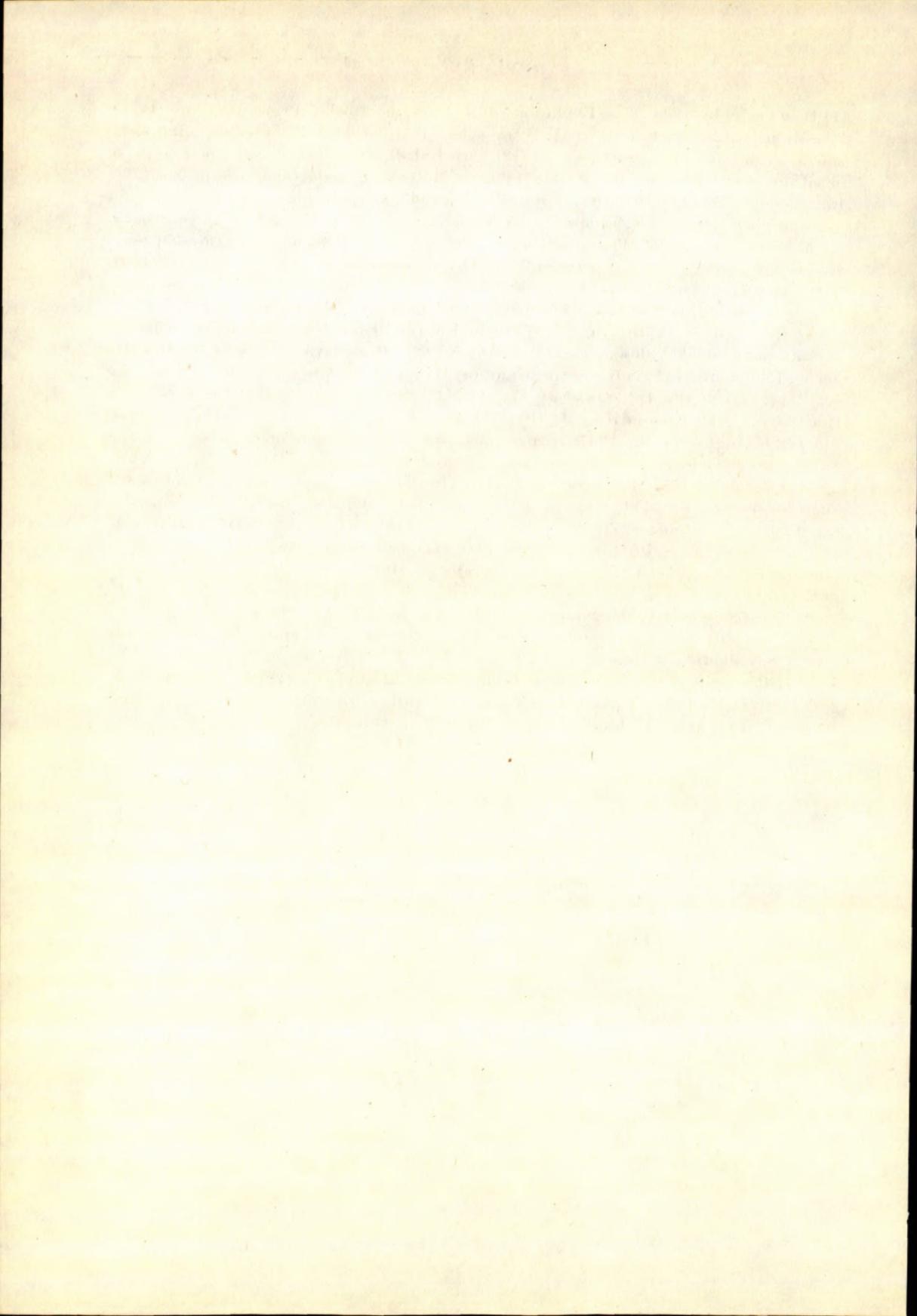
Hornblendites, constituted of green common hornblende are considered as a rock approaching by its present mineral and chemical composition mostly the original magmatic melt. Tremolite rocks, chlorite rocks and serpentinites are types, where further alterations of the host rock had obscured their original mineral composition.

Finally I should like to express my gratitude to my colleague A. Klinec, who has drawn my attention on the occurrences of the described rocks and gave 3 unpublished chemical analyses at my disposal, to colleague M. Harman, who gave at my disposal the unpublished analysis of the ultrabasic rock from Ježová valley and enabled me to use unpublished results of his study of the amphibolites of the Kraklová zone of Veporides, and at last to Doc. Krist and Prof. Kamenický for their critical suggestions to the manuscript.

*Department of Petrology of the Faculty of Natural Sciences  
of Comenius University, Bratislava*

## REFERENCES

- [1] Bowen N. L., 1928: The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton Univ. Press; Princeton. — [2] Cambel B., 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. Geol. sbor. II, Bratislava. — [3] Cambel B., 1954: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalínika Malých Karpát. Geol. práce, Zošit 36, Bratislava. — [4] Cambel B. — Kupčo G., 1965: Petrochemie und Geochemie der metamorphen Hornblendegesteine aus der Kleinkarpatenregion. Náuka o zemi, Bratislava. — [5] Harman M., 1963: Petrografia iniciálnych bázických vulkanitov krakovskej zóny. Manuscript; archív katedry petrografie PFUK, Bratislava. — [6] Hess H. H., 1938: A Primary Peridotite Magma. Amer. Jour. Sci., 35. — [7] Hovorka D., 1965a: Serpentinity kohútskeho kryštalínika a ich metamorfné produkty. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geol., Nr. 9, Bratislava. — [8] Hovorka D., 1965b: Ultrabasiche Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. Geol. sbor., XVI 1, Bratislava. — [9] Hovorka D., 1965c: Endokontaktné zjavy v serpentinite pri Málinci. Geol. práce, Zprávy 37, Bratislava. — [10] Hovorka D.—Slavkay M., 1966: Pikrit od Poník. Geol. práce, Zprávy 39, Bratislava. — [11] Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. sbor. II, Bratislava. — [12] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [13] Kamenický L.—Marková M., 1957: Petrografické štúdiá fyllit-diabázovej série gemeríd. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [14] Kantor J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zprávy 6, Bratislava. — [15] Kokta J.—Kuděláková M.—Kudělásek V.—Polický J., 1964: Petrochemie a genese utínského ultrabasického tělesa. Sbor. věd. prací VŠB v Ostravě, Ostrava. — [16] Marmo V., 1958: Serpentinites of Central Sierra Leone. Bull. Comm. Geol. Finl. 180. — [17] Máška M.—Zoubek V., 1960: The Tectonic Development of Czechoslovakia. Nakl. ČSAV, Praha. — [18] Raleigh C. B., 1965: Structure and Petrology of an Alpine Peridotite on Cypress Island, Washington, U.S.A. Beitr. zur Mineral. und Petrogr., Band 11, Heft 7. — [19] Sobolev N. D., 1952: Ultrabazity bolšovo Kavkaza. Gosgeolizdat, Moskva. — [20] Yoder H. S. Jr.—Tilley C. E., 1962: Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. Jour. of Petrol., Vol. 3, Nr 3, Oxford.



JOZEF VOZÁR

## PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA MELAFÝROV MALÝCH KARPÁT

**Výtah.** V rokoch 1962 – 65 boli študované produkty permškého vulkanizmu -melafýry a ich pyroklastiká v chočskej jednotke Malých Karpát medzi Smolenicami, Sološnicou a Rohožníkom. V minulosti sa väčšina autorov (J. Pettko 1856; G. Stein 1881; V. Čechovič 1948; V. Zorkovský 1949; L. Luptovčiak 1962; R. Žákovský 1959 – 62; J. Zuberec 1965) zaoberala štúdiom niektorých lokalít. Predložená práca obsahuje výsledky petrografického a sčasti i geochemického výskumu všetkých výskytov predmetných vulkanitov v Malých Karpatoch, s výnimkou pyroklastických sedimentov a „melafýrov krížňanskej jednotky“ (J. Vozár 1966 a, b).

### Úvod

Študované melafýry boli na základe makrotextúr rozčlenené na niekoľko variet. Ich podrobnejšie členenie (konkr. porfyrickej a mandlovcovo-pórovitej variety) sa opiera o laboratórne štúdium, na základe ktorého sme rozlíšili nasledovné typy:

1. celistvé jemnozrnné, miestami až strednozrnné melafýry;
2. porfyrické melafýry;
3. porfyricko-mandlovcové až mandlovcovo-porfyrické melafýry;
4. mandlovcovo-pórovité melafýry;
5. melafýrové pyroklastiká.

Na rozdiel od väčšiny doterajších klasifikácií sa predložená schéma kryje aj s obsahom kartografického vyjadrenia. Jej uplatnenie sa neobmedzuje len na študované územie, ale môže byť aplikovaná u všetkých výskytov melafýrov v tzv. melafýrovej sérii chočskej jednotky Západných Karpát (príp. môže sa rozšíriť o také typy, ktoré sa v Malých Karpatoch nezistili).

### Petrografická charakteristika

Celistvé, jemnozrnné, miestami až strednozrnné melafýry zahrňujú dve variety, vyznačujúce sa rýchlymi vzájomnými prechodmi. Z hľadiska ich umelého číselného delenia zrnitosti môže byť meradlom hranica 0,8 mm. Hrubšie ekvivalenty patria strednozrnným, jemnejšie jemnozrnným

melafýrom; prvý typ má vrchnú hranicu zrnitosti do 1,8 mm, ojedinele až 2,2 mm; spodná hranica druhého približuje sa až k 0,05 mm (zväčša nepresahuje interval 0,05—0,4 mm). Zrnitosť 0,4—0,8 mm je zastúpená len malým percentom; tento jav možno považovať za vývinový skok medzi kryštalizáciou oboch vymedzených variet.

Jemno i strednozrnné melafýry sú tmavo i svetlozelené, miestami čiernozelené, šedozelené, alebo i fialové. Štruktúra jemnozrnných melafýrov je pilotaxitová, s výraznými fluidálnymi prvkami, alebo hyalopilitová. Druhá varieta má štruktúru doleritovú a lokálne apointersertálnu. U oboch typov možno konštatovať rýchlu, ale rovnomernú kryštalizáciu až do posledných elementov magmy; lokálne však záverečné procesy tuhnutia prebehli veľmi rýchlo, s konečným efektom sklovitého vývinu.

Minerálnym zložením sa obe vymedzené variety temer nelisia, s výnimkou percentuálneho zastúpenia skla. Jeho vyšší podiel u jemnozrnných melafýrov je v súlade s podmienkami tuhnutia. Z minerálov prvé miesto zaujímajú plagioklasy, pyroxény a olivín.

Ojediným zjavom u jemnozrnnnej variety sú xenolity sedimentárnej povahy, pozorované v okrajových partiach vulkanického telesa, pozdĺž jeho styku s kremitými pieskovcami (oblasť Vydelenej). Ide tu o drobné až mikroskopické fragmenty poholené vulkanickou hmotou. Na ich kontakte sa vytvoril chloritový lem v doprovode jemnozrnného kremenného agregátu.

Jemno, miestami až strednozrnné melafýry sú na rozdiel od ostatných variet charakterizované totálnym chýbaním výrastlíc a pórov. Minerálne zloženie je kvalitatívne zhodné, avšak kvantitatívne sa lísi od porfyrických, porfyricko-mandľovcových i mandľovcovo-pórovitých melafýrov (viď tab. planimetr. analýz).

Porfyrické melafýry sú charakteristické vývinom plagioklasových, menej olivínových, alebo pyroxénových výrastlíc, so základnou jemnozrnnou hmotou. Táto skupina sa kryštalizáciou viaže asi na najinternejšiu časť vulkanického telesa, kde podmienky tuhnutia v rannom štádiu vývinu dovolili tvorbu výrastlíc a v záverečnom štádiu spôsobili rýchlu, ale rovnomernú kryštalizáciu základnej hmoty. Únik prehavých zložiek bol minimálny, o čom svedčí absolútny nedostatok pórov-mandlí. V tejto skupine rozlišujeme tri variety: a) drobnoporfyrickú, b) strednoporfyrickú a c) hruboporfyrickú.

*Drobnoporfyrická varieta* má výrastlice menšie ako 2 mm; jej základná hmota je veľmi jemnozrnná (väčšinou pod 0,08 mm). Sklo bolo pozorované iba lokálne.

*Strednoporfyrická varieta* tvorí prechod medzi drobno a hruboporfyrickou, s výrastlicami od 2,0 mm do 6,0—8,0 mm a základnou hmotou o zrnitosti 0,08—0,2 mm.

*Hruboporfyrická varieta* je produktom dokonalej kryštalizácie výrastlíc

a rovnomerneho rýchleho tuhnutia základnej hmoty s lokálnym sklovitým vývinom. Veľkosť výrastlíc sa pohybuje od 8,0–10,0 mm až do max. 30,0 mm. Základná hmota má zrnitosť 0,08–0,6 mm. Hruboporfyrické melafýry sú najhojnnejšie v študovanom území.

Porfyrické melafýry sú tmavozelené, šedozelené až čiernozelené. Výrastlice uprostred základnej hmoty sú mliečnobiele (plagioklasy), inde tmavšie zelené (tmavé minerály). Pomer zastúpenia výrastlíc plagioklasov a tmavých minerálov činí 3:1 až 3:2.

Štruktúra základnej hmoty (drobno až hruboporfyrického vývinu) je prevažne doleritová až mikrodoleritová, menej apointersertálna, intersertálna, ojedinele aj pilotaxitová. Z minerálov dominujú plagioklasy, olivín a pyroxény; vedľajšiu skupinu tvoria akcesórie, rudné minerály a produkty premien.

Rozdelenie porfyrických melafýrov na tri čiastkové variety je viac-menej výsledkom laboratórneho štúdia a slúži hlavne pre konštatovanie rôznych foriem vývinu. V teréne sa jednotlivé variety odliší nedajú vzhľadom na rad jemných nuansí. Všetky tri variety sa vyznačujú výrazným vývinom výrastlíc a jemno až strednozrnnou základnou hmotou. Od jemno až strednozrnných, resp. porfyricko-mandľovcových a mandľovcových melafýrov sa porfyrická varieta líši prítomnosťou výrastlíc a nedostatkom pórov, resp. mandlí. Minerálne zloženie je podobné, avšak existujú kvantitatívne rozdiely (pozri planimetrické analýzy).

Porfyricko-mandľovcové až mandľovcovovo-porfyrické melafýry charakterizujú makroskopicky pozorovateľné výrastlice plagioklasov a tmavých minerálov, ako aj prítomnosť mandlí, resp. pórov čiastočnej, alebo totálnej minerálnej výplne. Geneticky táto varieta odpovedá podmienkam kryštalizácie výrastlíc a rýchlemu tuhnutiu základnej hmoty za úniku prechávych zložiek. Výrastlice a mandle, resp. póry sú menšie ako u hruboporfyrických, resp. hrubomandľovcových melafýrov (priemerne 1,0–5,0 mm, ojedinele až 8,0 mm; výrastlice 2,0–8,0 mm, extrémne až 13,0 mm). Tvar pórov je zväčša izometrický, menej elipsovity, s náznakom fluidálnych prvkov. Ich výplň odpovedá produktom hydrotermálnej fázy a jej metamorfného pôsobenia na základnú hmotu melafýrov. Základná hmota je jemnozrnná (0,01–0,8 mm). Pomer výrastlíc a mandlí sa pohybuje medzi 3:1, 1:1 až 1:2, zatiaľ čo základná hmota prevláda nad súčtom výrastlíc a mandlí v pomere 3:1 až 3:2.

Farba tejto variety je šedozelená, svetlo i tmavozelená, miestami až čiernozelená, výnimočne aj hnedašta, alebo červenkastá. Štruktúra základnej hmoty je značne variabilná, s pestrým vývinom dvoch i viacerých typov: doleritová, mikrodoleritová, intersertálna, apointersertálna, pilotaxitová, lokálne aj vitroporfyrická. Z minerálov na jednej strane sú zastúpené porfyrické výrastlice plagioklasov a tmavých minerálov a vedľa nich je pórovito-mandľovcový typ bohatý na sklovitý vývin základnej hmoty.

Túto skupinu melafýrových hornín možno chápať ako prechodný typ medzi porfyrickými a mandľovcovo-pórovitými melafýrmi. Pre tento typ je charakteristická lokálna prevaha výrastlíc, alebo pórov (mandlí), čo je odrazom podmienok genézy.

Mandľovcovo-pórovité melafýry reprezentujú najexternejšie partie vulkanického telesa. Majú mandľovcovo-pórovitú textúru, ktorá je odrazom lokálnych podmienok úniku prehavých zložiek pri tuhnutí magmy. Tuhnutie prebiehalo v relatívnom kľude, alebo pohybe, kedy došlo k vzniku fluidálnych prvkov, ktoré sa zistili v póroch i v základnej hmote.

Na základe veľkostí pórov rozlišujeme 3 variety: a) *drobnomandľovcovo-pórovitú* s veľkosťou mandlí do 2,0 mm; b) *strednomandľovcovo-pórovitú* s veľkosťou mandlí 2,0–10,0 mm; c) *hrubomandľovcovo-pórovitú* s veľkosťou mandlí viac ako 10,0 mm. Tvar mandlí — pór býva izometrický, alebo asymetrický (elipsovity, šošovkovitý, kvapkový a pod.). Ich výplň (úplná i čiastočná) má zonárnu stavbu. Ide o chlorit v okrajovej časti mandlí, vystriedaný smerom do vnútra kalcitom, zriedkavejšie chalcedónom a barytom; iba lokálne sa v jadrach mandlí zistili rudné minerály (chalkopyrit, bornit, limonit, malachit).

Vedla polyminerálnej výplne sa našli aj monominerálne mandle, zväčša chloritové. Z chloritov sa na výplni podieľa pennin a delessit (oba identifikované opticky).

Na madľovcovo-pórovité melafýry ako najexternejšiu varietu sa priestorovo viažu kontrakčné pukliny (V. Čechovič, 1948), pozorované predovšetkým v SV časti vulkanického telesa, s nasledovnou orientáciou: 1. smer SV–JZ s  $50^\circ$ – $70^\circ$  sklonom k SZ; 2. smer SZ–JV s  $30^\circ$ – $55^\circ$  sklonom k JZ a k SV.

Vo výplni sa zistil baryt a kalcit, predovšetkým v ich centrálnej časti a niekoľko cm silný chloritový lem v okrajovej časti puklín. Lokálne boli u mandľovcovo-pórovitej variety melafýrov pozorované „pseudobrekciovité“ textúry, s ostrohrannými fragmentmi základnej hmoty melafýrov a produktami hydrotermálnej fázy, ktoré zastávajú funkciu „základnej hmoty“. Každý z fragmentov je z vonkajšej strany lemovaný úzkou chloritovou zónou. Úlohu „základnej hmoty“ zastáva predovšetkým kalcit, ku ktorému pristupuje baryt a zriedkavo i rudné minerály (chalkopyrit, hematit).

Mandľovcovo-pórovité melafýry sú zväčša tmavozelené, šedozelené, alebo čiernozelené. Pomer hustoty mandlí, resp. pórov ku základnej hmotě býva 1:1, 1:2 až 1:3. Lokálne bola pozorovaná ich zvýšená koncentrácia, resp. extrémne chudobné zastúpenie.

Štruktúra základnej hmoty je prevažne apointersálna, intersertálna, mikrolitová a pilotaxitová s fluidálnymi prvkami. Minerálnym zložením sa popisovaná varieta líši od predošlých predovšetkým bohatým zastúpením sklovitej hmoty a nízkym podielom tmavých minerálov. Mandľovcovo-pórovité melafýry sa štruktúrou základnej hmoty podobajú mandľovcovo-por-

fyrickým, avšak od ostatných dvoch variet sa povahou matrix viac-menej odlišujú. Časté sú fluidálne prvky, ktoré pripomínajú obdobné zjavy u jemno až strednozrnnnej variety. Mandľovcovo-pórovité melafýry sa líšia od porfyrických i porfyricko-mandľovcových predovšetkým chýbaním výrastlíc a bohatým zastúpením pórov-mandlí a jemnozrnnou matrix.

### Charakteristika minerálov

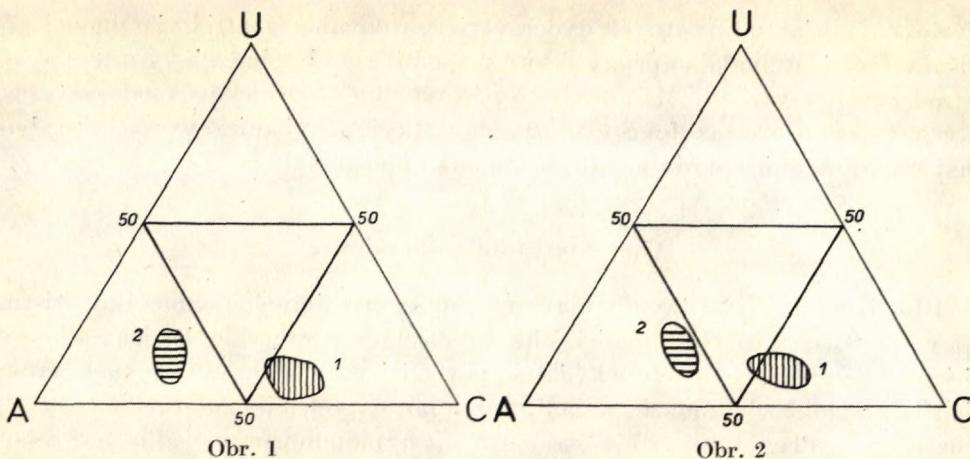
Plagioklasy predstavujú hlavnú skupinu horninových minerálov; zistili sa vo všetkých varietách. Ich bázicita sa pohybuje v intervale: bázický albit — bázický andezín u porfyrických a porfyricko-mandľovcových melafýrov; bázický oligoklas — andezín u mandľovcovo-pórovitých a jemno-strednozrnných melafýrov. Plagioklasy sú alotriomorfné, hypidiomorfné, ojedinele i idiomorfné. Vo výbrusoch boli pozorované prizmatické lišty i izometrické rezy (priečne orientované na os c) dvoch generácií. Veľké výrastlice sú často rozprásané pozdĺž štiepných puklín (010), (100), (110), po ktorých dochádza k intenzívnejšej sericitizácii a chloritizácii. Magmatická korózia bola pozorovaná predovšetkým u drobnoporfyrickej variety.

Intenzívne premeny plagioklasov oboch generácií prakticky znemožnili ich presné a detailné optické pozorovanie. Z premien možno na prvé miesto zaradiť sericitizáciu (až 80%), nasleduje chloritizácia, sausuritizácia, kaolinizácia (hlavne u produktov I. generácie v porfyrických melafýroch), novšie bola pozorovaná aj prehnitizácia (upozornil St. Vrána).

V priebehu štúdia boli pozorované nasledovné zrasty: jednoduchý albit-periklinový a periklinový; zložité polysyntetické zrasty a prerastlice. Merania Goraiovou metódou priniesli nasledovné výsledky, znázornené na obr. 1, 2 (1. porfyrická; 2. porf. — mandľovcová až mandl. — porfyrická varieta A — jednoduché zrasty; C — zložité zrasty; U — nezdvojčatené zrna; 1 — výrastlice; 2 — plagioklasy zákl. hmoty). Tieto výsledky sú v súlade s poľami M. Goraia (1951), ktorý predpokladá m. i. priamu závislosť bázicity plagioklasov a komplikovanosti zrastu.

Pyroxény sú zastúpené augitom hypidíomorfného a alotriomorfného vývinu. Boli pozorované rezy orientované rovnobežne s plochou spodovou (001), prizmy rovnobežné s osou c a pyramidálne plochy. Štiepateľnosť je dokonalá podľa (110), s pomerom (110):(110) o hodnote 87—90°.

Iba ojedinele boli zistené zachované, nepremenené jedince, zväčša vo forme výrastlíc; charakter minerálu je pozitívny). Rovina opt. osí je (010), uhol opt. osí 2V 59—61°. V rezoch podľa (010) zistené zhášanie 42—48°. Index Np = 1,680 — 1,700; Nm = 1,700 — 1,730; Ng = 1,720 — 1,760. Bol pozorovaný slabý pleochroizmus: vo smere Np a Ng farba svetlozelená, svetložltozelená, vo smere Nm červenohnedavá až žltohnedavá.



Obr. 1

Obr. 2

Augit (v základnej hmoti i vo výrastliach) býva chloritizovaný, alebo epidotizovaný. Častým zjavom je tmavý limonitový lem okolo jeho jedincov i zhľukov.

Olivín tvorí prevažne izometrické hypidiomorfne, menej idiomorfne obmedzené jedince; tvorí výrastlice a podieľa sa i na stavbe základnej hmoty. Má drsný povrch a ostro vystupujúci reliéf. Často býva rozpukaný; v puklinách bol pozorovaný iddingsit, ktorý ojedinele sleduje aj obmedzenie minerálnych jedincov. Z iných premien bola pozorovaná chloritizácia a opacitizácia; prvá totálne postihuje celé jedince, kým produkty opacitizácie (často limonitizované) tvoria izometrické zhľuky, alebo drobné zrniečka rovnomerne rozmiestnené v internej, ale aj externej časti olivínových jedincov — zväčša výrastlíc.

Rezy olivínu sú zväčša rovnobežné s osou  $c$ , menej priečne na os  $c$ . Nepremené jedince prvej orientácie vykazujú pozitívny, druhej orientácie negatívny charakter zóny. Charakter minerálu je negatívny, čo hovorí pre vyšší obsah fayalitovej zložky ako 13%. Rovina opt. osí je (001), uhol opt. osí  $2V = 105 - 128^\circ$ . Index  $N_p = 1,790 - 1,820$ ;  $N_m = 1,825 - 1,850$ ;  $N_g = 1,870 - 1,879$ . Pleochroizmus: podľa  $N_p$  a  $N_g$  je bledožltkavá až žltozelenkavá, podľa  $N_m$  je žltá farba.

Apatit bol pozorovaný v akcesorickom množstve vo všetkých typoch; tvorí pretiahnuté prierezy rovnobežné s osou  $c$ , alebo izometrické šesťuholníkové rezy orientované kolmo na vertikálnu os. Má výrazný reliéf, šedavé interferenčné farby. Tento jednoosový minerál javí negatívny charakter zóny a minerálu. V rezoch rovnobežných s osou  $c$  zháša rovnobežne.

Vulkanické sklo sa dosť hojne podieľa na stavbe mandľovecovo-pórovitej variety, menej u ostatných variet. Vo výbruse je hnedašte, miestami silne chloritizované. Hnedasté zafarbenie svedčí o prítomnosti Fe. Miestami boli

pozorované relativne svetlejšie jemné kryštality šedej farby. Index lomu skla má hodnoty 1,54—1,56, čo je príznačné pre bázické sklá.

Osobitne treba spomenúť produkty premien už popísaných minerálov a produkty hydrotermálnej fázy. Do prvej skupiny patrí sericit, chlorit, epidot, idding-sit, do druhej hlavne kalcit, baryt, chlorit, chalcedón a niektoré rudné minerály.

Z opakných minerálov sa u všetkých variet zistil ilmenit, hematit, pyrit, magnetit, ďalej chalkopyrit, bornit u mandľovcovo-pórovitej a mandľovcovo-porfyrickej variety čiastočne ako výplň pórov a niektorých žiliek. Zo sekundárnych rudných minerálov bol identifikovaný limonit a malachit.

### Chemická charakteristika

Pri vyhodnocovaní výsledkov silikátových analýz sme sa opierali o magmatické typy P. Niggliho (1936). Študované vulkanické horniny patria efuzívnym až plynkopodpovrchovým intruzívnym ekvivalentom, prevažne gabbro-idinej, menej gabbrodioritovej magmy. Ojedinele bol zistený acidnejší charakter, čo možno vysvetliť premenami (autometamorfóza, sekundárne obohatenie o  $\text{SiO}_2$  hydrotermálnou fázou, kontaktná metamorfóza). Pod ich vplyvom sa znížil index bázicity až na úroveň dioritovej, extrémne až kremito-dioritovej magmy. Pozorované premeny dominantne ovplyvňujú dnešný charakter študovaných vulkanických hornín. Ráz vulkanizmu a spôsob vystupovania vulkanických hornín temer jednoznačne vylučuje diferenciáciu ako rozhodujúci moment pre výslednú bázicitu jednotlivých partií utuhlej magmy.

V priebehu štúdia boli zistené okrem väzby na pestré piesčité bridlice aj kontakty melafýrov na silne kremité sedimenty a na tmavé ilovité bridlice. Prvé sú charakterizované prítomnosťou drobných xenolitov kremítich sedimentov, v dôsledku čoho došlo k obohateniu melafýrov o  $\text{SiO}_2$  (vo forme jemnozrnného kremeňa a chalcedónu). Tento proces v značnej miere skreslil pôvodný chemický charakter magmy (tak silikátové analýzy melafýrov z priestoru ich kontaktov na kremité pieskovce vykazujú parametre skupiny kremito-dioritových magiem).

Kontakty melafýrov na tmavé ilovité bridlice sú zo strany vulkanických hornín charakterizované konštantnou bázicitou, odpovedajúcou gabroidnej magme. V blízkosti kontaktu sú tmavé ilovité bridlice popretkávané drobnými žilkami kalcitu, chloritu, epidotu a bezprostredne na styku je na strane sedimentov zvýšená koncentrácia grafitu, jemnozrnného hematitu a chloritu.

Produkty hydrotermálnej fázy skresľujú pôvodný chemický charakter predovšetkým u mandľovcovo-pórovitých a mandľovcovo-porfyrických melafýrov. Pôsobenie hydrotermálnej fázy sa neobmedzuje len na výplň pórov ale spôsobuje aj premenu základnej stavebnej hmoty melafýrov. Podľa chemic-

## Výsledky kompl. silikátových analýz vyjadrené v percentách

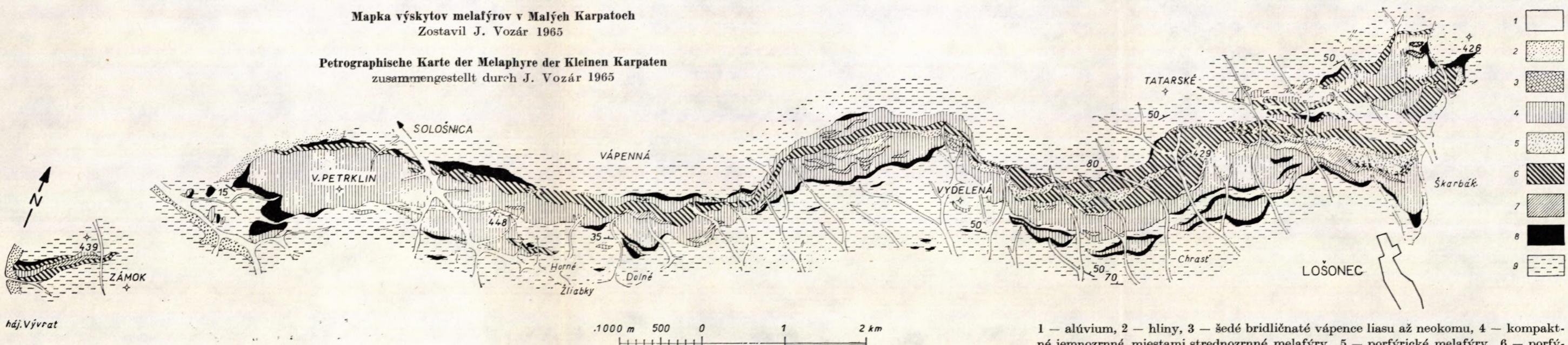
	1	3	4	9	12	13	14	15	18
SiO <sub>2</sub>	52,53	46,62	52,17	49,50	57,94	58,96	55,43	45,51	56,52
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,54	1,64	1,43	1,34	1,08	1,01	1,55	1,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	17,19	16,67	16,63	17,57	17,24	17,56	16,48	17,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	1,44	5,08	3,03	1,24	1,64	3,95	2,36	3,75
FeO	4,23	5,97	2,88	4,91	4,12	4,37	4,80	3,55	4,17
MnO	0,10	0,17	0,12	0,12	0,08	0,13	0,08	0,22	0,24
MgO	8,11	8,39	5,29	7,87	4,74	1,97	3,20	3,70	4,10
CaO	2,84	4,32	6,10	3,58	3,44	5,06	2,22	10,08	2,66
Na <sub>2</sub> O	5,28	3,64	4,94	4,40	4,42	4,42	4,35	4,60	4,96
K <sub>2</sub> O	0,61	1,76	1,77	0,84	1,24	1,74	2,00	0,90	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,50	0,35	0,25	0,30	0,57	0,52	0,33	0,14
H <sub>2</sub> O +	4,17	4,87	2,26	4,49	2,64	1,76	3,06	3,71	3,24
H <sub>2</sub> O -	0,67	0,73	0,71	0,83	0,62	0,48	0,47	0,51	1,27
SO <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02		
S	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03
CO <sub>2</sub>	1,85	4,14	0,95	3,59	1,75	1,73	1,78	7,26	0,83
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,028	0,027	0,030	0,023	0,016	0,011	0,006	0,024	0,013
Cr								0,019	
Zn									
Cu									
Ni									
	100,45	100,62	100,33	100,71	100,88	100,74	100,01	100,33	100,19

Analytiker: Chládková, Od-hnálová, Hrubý Chem. lab. GP. Brno

1. strednozrnný melafýr — veľký kameňolom pri Lošoneci; 3. mandľovecovo-pôrovitý melafýr — veľký kameňolom pri Lošoneci;  
 4. jemnozrnný melafýr — Bláznivé, 300 m S od k. 385,1 m; 9. porfyričko-mandľovcový melafýr — Klokoč Z od Vydelenej; 12. jemnozrnný epidotizovaný melafýr — Sološnická dolina J od k. 448,0 m; 13. jemnozrnný melafýr — západný svah Petrkľina; 14. spilitizovaný melafýr — záp. svah Petrkľina; 15. mandľovecovo-porfyričký melafýr — S od Vývratu asi 500 m; 18. jemnozrnný melafýr — 250 m J od k. V. Petrkľín; 22. jemnozrnný melafýr — 500 m Z od Vydelenej; 23. mandľovecovo-porfyričký melafýr — 800 m SZ od Vydelenej; 24. jemnozrnný melafýr — 1000 m Z od Vydelenej; 25. jemnozrnný melafýr — 1500 m Z od Vydelenej; 28. mandľovecovo-porfyričký melafýr — J od Tatarského, asi 400 m J od k. 429,0 m; 30. mandľovecovo-pôrovitý melafýry — SV od k. 429,0 m; 31. hruboporfyrický melafýr — asi 1500 m SZ od Lošoneca; 34. strednozrnný melafýr — JV od Sološnice, pri k. 448,0 m; 41. jemnozrnný melafýr — asi 500 m Z od Škarbáku; 42. porfyričký melafýr — 600 m SZ od Škarbáku; 46. spilitizovaný melafýr — veľký kameňolom pri Lošoneci.

**Mapka výskytov melafýrov v Malých Karpatoch**  
Zostavil J. Vozár 1965

**Petrographische Karte der Melaphyre der Kleinen Karpaten**  
zusammengestellt durch J. Vozár 1965

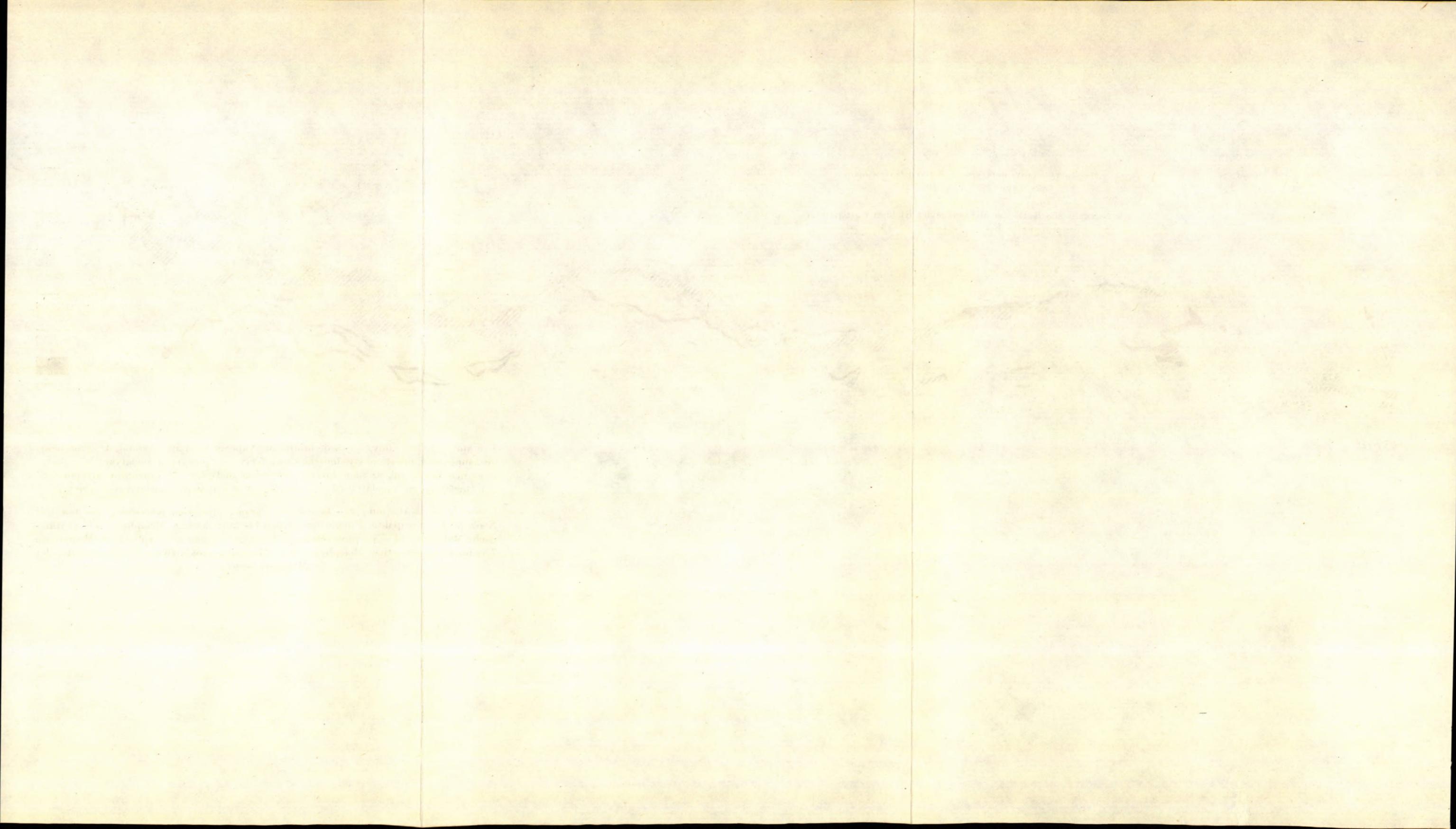


háj. Vývrat

1000 m 500 0 1 2 km

1 — aluvium, 2 — hliny, 3 — šedé bridličnaté vápence liasu až neokomu, 4 — kompaktné jemnozrnné, miestami strednozrnné melafýry, 5 — porfýrické melafýry, 6 — porfýricko-mandlovevité, až mandlovcovo-porfýrické melafýry, 7 — mandlovcovo-pórovité melafýry, 8 — melafýrové pyroklastiká, 9 — sedimenty „melafýrovej série“.

Legende: 1 — Aluvium, 2 — Lehme, 3 — graue schieferige Kalksteine des Lias bis Neokom; 4 — kompakte, feinkörnige, örtlich bis mittelkörnige Melaphyre; 5 — porphyrische Melaphyre; 6 — porphyrisch-mandelförmige, bis mandel-porphyrische Melaphyre; 7 — mandel-porenartige Melaphyre; 8 — Melaphyrpyroklastika; 9 — Sedimente der „Melaphyr-Serie“.



22	23	24	25	28	30	31	34	41	42	46
49,20	45,68	60,46	58,68	45,92	46,11	49,78	45,09	46,65	47,59	50,09
2,05	2,84	0,97	1,37	2,74	1,58	1,60	2,16	2,26	2,88	1,56
16,22	17,57	15,45	12,30	14,94	15,60	16,03	14,03	14,27	18,63	17,21
7,20	8,46	3,40	6,25	9,05	5,00	7,27	12,27	8,82	2,61	0,51
3,30	4,60	4,30	3,16	4,24	4,53	6,60	3,67	4,46	4,46	5,19
0,34	0,26	0,20	0,12	0,25	0,20	0,13	0,24	0,24	0,06	0,14
7,26	6,71	3,01	6,37	5,50	7,14	5,27	5,91	5,21	5,61	6,43
2,80	3,08	2,38	1,96	3,92	4,48	2,38	3,92	7,28	4,00	8,42
4,60	4,96	4,08	3,35	4,90	3,94	4,31	4,50	3,56	4,96	4,02
1,93	0,55	1,95	0,87	0,95	1,30	0,64	0,69	0,41	1,67	1,66
0,17	0,27	0,11	0,12	0,26	0,14	0,24	0,17	0,18	0,55	0,38
3,22	3,55	3,00	4,15	5,27	5,75	4,65	4,72	3,96	3,92	2,98
0,80	1,40	0,65	0,86	0,65	1,15	0,75	0,81	1,26	0,66	1,07
0,02	0,02									0,04
0,88	1,05	0,63	1,23	1,36	4,05	1,03	2,82	3,25	3,91	1,98
0,035	0,033	0,010	0,026	0,032	0,024	0,032	0,026	0,036	0,036	0,028
	0,017	0,016	0,018	0,019	0,028			0,022	0,013	0,025
0,21	0,08	—	0,02							
	0,01	—	0,01							
	0,01	—	0,01							
99,43	99,74	100,61	100,00	99,35	99,87	99,96	100,21	100,60	99,84	100,40

### Erklärungen zur Tabelle der Silikat-Analysen

1 — mittelkörniger Melaphyr — Steinbruch bei Lošonec; 3 — mandel-porenartiger Melaphyr, Steinbruch bei Lošonec; 4 — feinkörniger Melaphyr, Bláznivé, 300 m N der K. 385,1; 9 — porphyrisch -mandelförmiger Melaphyr, Klokoč W Vydelena; 12 — feinkörniger epidotisierter Melaphyr, Sološnická dolina, S der K. 448,0; 13 — feinkörniger Melaphyr, Westabhang von Petrklin; 14 — spilitisierter Melaphyr, Westabhang von Petrklin; 15 — mandel-porphyrischer Melaphyr, N Vývrat (cca 500 m); 18 — feinkörniger Melaphyr, 250 m S der K. V. Petrklin; 22 — feinkörniger Melaphyr, 500 m W Vydelena; 23 — mandelporphyrischer Melaphyr, 800 m NW Vydelena; 24 — feinkörniger Melaphyr, 1000 m W Vydelena; 25 — feinkörniger Melaphyr, 1500 m W Vydelena; 28 — mandel-porphyrischer Melaphyr, S Tatarské, etwa 400 m S der K. 429,0; 30 — mandel-porenartiger Melaphyr, NE der K. 429,0; 31 — grobporphyrischer Melaphyr, NW Lošonec (etwa 1500 m); 34 — mittelkörniger Melaphyr, SE Sološnica, bei K. 448,0; 41 — feinkörniger Melaphyr, etwa 500 m W Škarbák; 42 — porphyrischer Melaphyr, etwa 600 m NW Škarbák; 46 — spilitisierter Melaphyr, Steinbruch bei Lošonec.

## Výsledky planimetrických analýz melafýrov Malých Karpát

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
plagioklasy	42,00	41,00	43,00	45,00	45,00	44,00	47,00	49,00	50,00	47,50	46,00	48,10	43,50	47,00	46,50
pyroxény	15,00	14,00	20,00	15,00	13,00	13,50	12,00	10,00	9,25	8,50	7,00	6,90	7,00*	4,00*	3,00*
olivín	12,50	11,00	12,00	12,00	16,00	17,30	17,00	17,50	14,30	10,50	10,10	9,00			
chlorit	15,00	18,00	10,00	14,00	10,00	11,20	15,00	14,75	16,00	18,50	17,40	18,10	15,00	15,00	17,00
sericit	6,00	8,00	6,50	8,00	6,00	4,80	5,00	5,25	6,70	4,00	4,70	4,30	1,50	2,00	1,50
epidot	3,20	2,00	3,50	2,50	2,50	2,20	3,00	2,25	3,75	3,10	4,50	4,40	1,80	2,00	1,50
kalcit										5,00	7,00	6,00	3,00	6,00	6,50
akcesorie + + sklo	3,60	4,80	1,50	1,50	4,60	4,50	0,50	0,50	0,25	2,50	3,00	2,00	27,00**	18,00**	22,00**
rudné minerály	3,00	1,30	3,40	1,90	3,00	2,25	0,50	0,75	0,50	0,50	0,30	0,40	1,20***	6,00***	2,10***
	100,30	100,10	99,90	99,90	100,10	99,75	100,00	100,00	100,75	100,10	100,00	99,20	100,00	100,00	100,10

Analýzy 1 – 2 jemnozrnné melafýry; 3 – 4 strednozrnné melafýry; 5 – 6 drobnoporfyrické melafýry; 7 – strednoporfyrické melafýry; 8 – 9 hruboporfyrické melafýry; 10 – 12 mandľovecovo-porfyrické až porfyricko-mandľovecové melafýry; 13 – 15 mandľovcovopróvité melafýry.

Lokality: 1. Veľký kameňolom Petrklín; 2. Zabité, na S od Chráste asi 1 km; 3. Sološnická dolina, asi 800 m na Z od k. 448,0 m; 4. Jahodník, na Z od Škarbáku; 5. asi 400 – 450 m na SV od Vydelenej; 6. asi 500 m na JZ od k. 429,0 m; 7. asi 50 – 80 m na JZ od k. 429,0 m 8. asi 1.000 m na SZ od Vydelenej; 9. Jahodník, na SZ od Škarbáku; 10. severné úpätie Petrklína, na Z od Sološnickej doliny; 11. asi 600 – 650 m na S od Vydelenej; 12. južne od Tatarského, k. 429,0 m; 13. kameňolom u Lošonca; 14. Jahodník, na Z od Škarbáku; 15. Klokoč, asi 1.000 m na Z od Vydelenej.  
 \*hodnoty odpovedajú súčtu pyroxénov a olivínu; \*\*hodnoty odpovedajú výlučne sklu; \*\*\*hodnoty odpovedajú súčtu akcesórií a rudných minerálov.

Počet bodov u analýz č. 1 – 4 bol v rozmedzí hodnôt 6.500 až 7.800, u č. 5 – 12 od 4.800 – 6.900 a u č. 13 – 15 5.400 – 7.500 na 1 cm<sup>2</sup>.

kých analýz patria tieto partie do skupiny gabbrodioritových až dioritových magiem.

Pri hodnotení chemického charakteru magmy boli sledované predovšetkým nepremené melafýry; študované vulkanické horniny sme podľa toho zaradili do *magmatickej skupiny gabbroidnej, menej gabbrodioritovej*.

### Záver

Melafýry chočskej jednotky Malých Karpát medzi Smolenicami a Sološnicou pripomínajú svojím charakterom produkty permského vulkanizmu Nízkych Tatier. Výsledky štúdia poukazujú na lineárny vulkanizmus v subakválnom prostredí. Na stavbe vulkanického telesa sa podielajú viaceré variety, ktorých charakter úzko súvisí s podmienkami ich genézy. Najexternejšou formou sú mandlovcovo-pórovité melafýry, ktoré dávame do súladu s okrajovými partiami telesa, kde podmienky dovolili rýchle tuhnutie za vzniku skla a maximálneho úniku prchavých zložiek z lávy v jej relatívnom kľude, alebo v pohybe (fluidálne prvky). Úzku spojitosť tejto variety so sedimentmi potvrdzuje rad výskytov kontaktnej metamorfózy a nálezy pohltených xenolitov pieskovcov. Porfyrické melafýry sú odrazom podmienok kryštalizácie magmy v najinternejšej časti vulkanického telesa, prípadne budujú žily intruzívnej povahy. Ich charakteristickým znakom je dokonalý vývin výrastlíc a rovnomená úplná kryštalizácia základnej hmoty. Prechodnou varietou medzi mandlovcovo-pórovitými a porfyrickými sú melafýry mandlovcovo-porfyrické až porfyricko-mandlovcové; viažu sa na internú i na externú časť telesa. Počiatok ich kryštalizácie odpovedá podmienkam v intrateturickom štádiu. Záverečný proces ich tuhnutia možno prirovnáť podmienkam kryštalizácie mandlovcovo-pórovitej variety. Osobitnú skupinu predstavujú jemno-strednozrnné melafýry. Podmienky ich tuhnutia nedovolili únik prchavých zložiek, ani vznik výrastlíc. Predpokladáme rýchle rovnomerné tuhnutie za relatívne vyšších vonkajších tlakov. Ide pravdepodobne o bazálnu, ale aj vnútornú časť vulk. telesa. Aj u tejto variety bývajú xenolity sedimentárnej povahy.

Efuzívna fácia je doprevádzaná pestrou škálou pyroklastických sedimentov (Vozár. 1966). Výlučne výlevné formy postihujú slabou kontaktnou metamorfózu len svoje bezprostredné podložie, t. j. sedimenty predvulkanickej etapy vývinu „melafýrovej série“ a pyroklastiká. Plytkopodpovrchové, zväčša medzivrstevné intrúzie sú v kontaktno-metamorfnom vzťahu voči podložiu i nadložiu. Pre „melafýrovú sériu“ Malých Karpát platí schéma, ktorú som vypracoval pre Nízke Tatry (Vozár 1965). Boli konštatované sedimenty staršie ako prejavy vulkanizmu, sedimenty synvulkanické a postvulkanické.

*Geologický ústav D. Štúra, Bratislava*

## LITERATÚRA

- [1] Čechovič V., 1948: Výskyty barytu na okolí Smoleníc a Neštichu v Malých Karpatoch. Práce ŠGÚ, zoš. 17, Bratislava. — [2] Gorai M., 1951: Petrological study on plagioclase twins. Amer. Min. 36, 884—901. — [3] Luptovčiak L., 1962: Chočská jednotka v Bielom pohorí Malých Karpát. Diplom. práca, Geofond, Bratislava. — [4] Niggli P., 1936: Die Magmentypen. Schweiz. MPM 16, s. 335—399. — [5] Pettko J., 1856: Bericht über die geologische Aufnahme des westl. Teiles von Ungarn an der March. Arbeiten der geol. Gesellschaft für Ungarn, Budapest. — [6] Stein G. E., 1881: Die Melaphyre der Kl. Karpathen. Min. und Petr. Mitt. G. Tschermaks. — [7] Vozár J., 1964: Predbežná zpráva o petrografickom výskume melafyrov Malých Karpát. Zprávy o výsk. v r. 1963, Bratislava. — [8] Vozár J., 1965: Niektoré výsledky vulkanologickeho štúdia tzv. melafyrovej série Nízkych Tatier. Zprávy o výsk. v r. 1964, Bratislava. — [9] Vozár J., 1966 a.: O výskyte melafyrov v mezozoiku krížňanskej jednotky Malých Karpát. GP, Zprávy 39, Bratislava. — [10] Vozár J., 1966 b.: Melafyrové pyroklastiká Malých Karpát. GP, Zprávy 40, Bratislava. — [11] Zorkovský V., 1949: Bázieké eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce ŠGÚ, zoš. 26, Bratislava. — [12] Zuberec J., 1965: Štúdium melafyrov a ich doprevádzajúcich hornín v chočskej jednotke Malých Karpát. Diplom. práca, Geofond, Bratislava. — [13] Žákovský R., 1960: Veľký Petrklin, záv. zpráva výhľad. a predbež. prieskumu. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Žákovský R., 1962: Výpočet zásob a záv. zpráva, lokalita Lošonec. Rukopis; Geofond, Bratislava.

JOZEF VOZÁR

### ZUR PETROGRAPHISCHEN CHARAKTERISTIK DER MELAPHYRE DER KLEINEN KARPATEN

Melaphyre der Choč-Einheit der Kleinen Karpaten im Raume zwischen Smolenice und Sološnica erinnern an Produkte des permischen Vulkanismus der Niederen Tatra. Sie dürften Produkte des linearen Vulkanismus im subaqualen Milieu vorstellen. Auf Grund der eingehenden Struktur- und Texturstudien konnten wir folgende Varietäten unterscheiden:

1. kompakte, feinkörnige, örtlich auch mittelkörnige Melaphyre;
2. porphyrische (fein, mittel bis grobporphyrische) Melaphyre;
3. porphyrisch-mandelförmige bis mandel-porphyrische Melaphyre;
4. mandel-porenartige (fein, mittel bis grobmadel förmige) Melaphyre und schliesslich
5. Melaphyropyroklastika.

Als extreme externe Form kann man die Varietät 4 bezeichnen, die wir mit den Randpartien des Körpers in Zusammenhang geben. Porphyrische Melaphyre spiegeln hingegen die Bedingungen der Magmakristallisation in den internen Teilen des vulkanischen Körpers ab, oder sie bilden auch intrusive Gänge. Als eine Übergangsform zwischen der Varietät 2 und 4 kann man die mandel-porenartigen bis porphyrisch-mandelförmigen Melaphyre bezeichnen, die sowohl an die internen wie auch an die externen Partien des vulkanischen Körpers gebunden sind. Eine besondere Gruppe bilden die fein bis mittelkörnigen Melaphyre, deren Erstarrungsbedingungen den Abgang der flüchtigen Komponenten und die Bildung der Einsprenglinge nicht ermöglicht haben.

Von chemischer Sicht aus gehören die studierten vulkanischen Gesteine der gabbroiden bis Gabrodiorit-Magma an. Vereinzelt konnte man auch stärker acide Formen feststellen, was offensichtlich an die Umwandlungsprozesse (Autometamorphose, Kontaktmetamor-

phose) zurückzuführen sind. Dank diesen Prozessen fällt die Basizität bis auf das Niveau der Diorit, in extremen Fällen bis der Quarzdiorit-Magma. Der Charakter des Vulkanismus und Art und Weise des Auftretens seiner Produkte schliessen fast eindeutig die Differenzierung als entscheidenden Faktor der Endbasizität bei einzelnen Partien der erstarrten Magma aus.

Die ausgesprochenen Ergussformen ergreifen durch die schwache Kontaktmetamorphose lediglich die unmittelbar liegenden Gesteine, d. h. Sedimente der praevulkanischen Entwicklung der Melaphyr-Serie und Pyroklastika. Die oberflächennahen, meist zwischenschichtigen Intrusionen sind im kontaktmetamorphen Verhältnis sowohl zu ihrem Liegenden wie auch zum Hangenden.

An die Gliederung der „Melaphyr-Serie“ der Kleinen Karpaten kann man das für die Niedere Tatra ausgearbeitete Schema (Vozár 1965) gänzlich anwenden. Ohne Rücksicht auf das Alter einzelner Sedimente kann man diese in folgende Stufen einteilen: 1. die praevulkanische, 2. die vulkanische und 3. die postvulkanische Entwicklung.

*Geologisches Institut D. Štúr's,  
Bratislava*

#### Vysvetlivky k tab. V—VI

##### Tab. V

Obr. 1. Výrastlice plagioklasu na porfýrických melafýroch; zväčš. 22×, 1 nikol. —  
Obr. 2. Chloritizovaná výrastlica olivínu so sietou puklín, vyplnených iddingsitom.

##### Tab. VI

Obr. 1. Detail mandľovo-porfýrického melafýru s vitrofýrickou základnou hmotou, zväčš. 18×, 1 nikol. — Obr. 2. Mandľovcovitý melafýr s kalcit-chloritovými mandľami rozličnej formy, zväčš. 1,6×. — Obr. 3. Hruboporfýrický melafýr s výrastlicami plagioklasu a slenou zákl. hmotou. — Obr. 4. Pseudobrekcie z fragmentov melafýrovej zákl. hmoty (I) a prod. hydrotermálnej fázy (II).

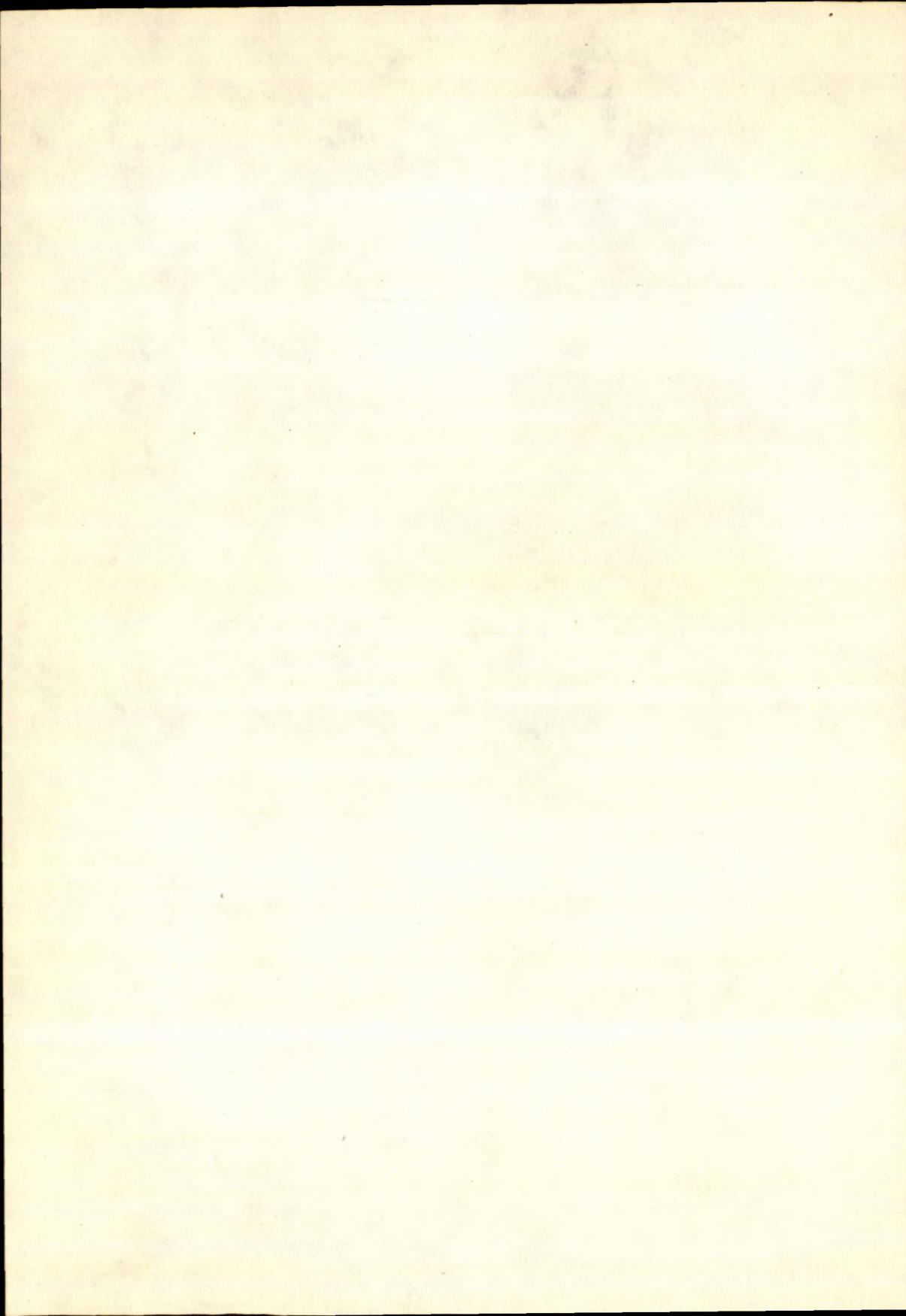
#### Erklärungen zur Tafel V—VI

##### Tafel V

Abb. 1. Plagioklas-Einsprenglinge an porphyrischen Melaphyren, vergr. 22x, 1 Nickol.—  
Abb. 2. Chloritisertes Olivin-Einsperngling mit Netz von Spalten, die durch Iddingsit ausgefüllt sind.

##### Tafel VI

Abb. 1. Detail des mandel-porphyrischen Melaphyrs mit der vitrophyrischen Grundmasse, vergr. 18x, 1 Nickol. — Abb. 2. Mandelförmiger Melaphyr mit Calcit-Chloritmandeln verschiedener Form; vergr. 1,6x. — Abb. 3. Grobporphyrischer Melaphyr mit Plagioklaseinsprenglingen und glasiger Grundmasse. — Abb. 4. „Pseudobrekzien“ bestehend aus dunklen Fragmenten der Melaphyr-Grundmasse (I) und aus Produkten der hydrothermalen Phase. (II). Alles foto Vrbovský.



PAVEL HVOŽĎARA

## ZLATO-SCHEELITOVÁ MINERALIZÁCIA V STREDNEJ ČASTI VEPORÍD

**Výťah:** Pri metalometrickom vzorkovaní v strednej časti Veporíd (šlichovou metódou) bol zistený v niektorých vzorkách zvýšený obsah (100—350 zlín) scheelitu, niekde aj niekoľko zlatiniek. O tejto novej minerálnej asociácii štud. územia podávame tu predbežnú zprávu.

### Úvod

V posledných rokoch sa uskutočnilo metalometrické vzorkovanie v strednej časti Veporíd južne od Brezna šlichovou metódou. Študovala sa hlavne oblasť kryštalinika kraklowskej a kráľovoholskej zóny, pričom v určitých úsekoch sa zistil zvýšený obsah scheelitu, najmä v oblasti granitovej intrúzie typu Hrončok a v jeho širšom okolí, budovanom migmatitmi, kryštalickými bridlicami a amfibolitmi. Uvedené horniny sú postihnuté rôznym stupňom diafórezy. Podrobnejší popis geologickej stavby územia i petrografického zloženia hornín je v prácach V. Zoubka (1954) a D. Kubíňho (1959).

**Pracovná metóda:** vzorkovanie sa robilo šlichovou metódou. Šliche boli odoberané z alúvií potokov, a to asi 25—30 kg materiálu alúvia pri jednej vzorke. Materiál sa osieval cez sito o Ø oka 1 mm; na premývanie zostalo 15—20 kg ilovito-piesčitej frakcie pod 1 mm. Plavenie sa robilo na banskej mise (brotvane), doplavovanie na čínskom klobúku. Túto metódu podrobne popisuje J. Slávik (1965). Šliche boli domývané do ružovej až tmavošedej farby. Typomorfné minerály: granát, skoryl, ilmenit. Konečná veľkosť šliche po doplavení bola 1—10 cm<sup>3</sup>. Vyhodnocovanie koncentrátov sa robilo pod binokulárnu lupou; niektoré minerály boli určené pod polarizačným mikroskopom, spektrálne a rtg. Scheelit, ktorý sa dá ľahko odlišiť v stereomikroskopе od kremeňa, prípadne i iných mliečnobieleh minerálov, bol určovaný v ultrafialovom svetle (lampa mineralight), kde má jasnomodrú luminiscenciu.

## Popis minerálov

Minerálnu asociáciu v šúroch reprezentujú nasledovné minerály (uvádzané približne podľa kvantitatívneho zastúpenia):

Ružový granát tvorí nepravidelné, ostrohranné úlomky ružovej farby. Podľa indexu lomu (1,838), hustoty (4,10) a mriežkovej konštanty (11,545 Å) má prevahu (okolo 70%) v almandínovej zložke. Zdrojom granátu sú kryštallické bridlice, v ktorých dominuje. Žltý granát vytvára nepravidelné izometrické zrná a kryštály {110}. Má žltú až oranžovú farbu. Podľa konštant [h = 4,05, N = 1,784, mriežková konštantă  $a_0 = 11,52 \text{ \AA}$  (Tomášová 1966)] má podobne ako ružový granát prevahu almandínovej zložky. Zdrojom tohto granátu je granitová intrúzia typ Hrončok.

Titanohematit tvorí tabuľkovité úlomky. Má čiernu farbu, polokovový až kovový lesk. Jeho genézu a vlastnosti podrobne podáva S. Vrána (1965).

Turmalín tvorí typické, trigonálne stĺpcovité kryštály, 0,1 do 5 mm veľké. Farba je zelenohnedá, u väčších jedincov čierna. Podľa sfarbenia je to skoryl. Časť kryštálov je ohýbaná až rozlámaná a pukliny medzi segmentami sú „vyhojené“ sludnatými minerálmi.

Amfibol vytvára stĺpcovité, nepravidelné štiepne úlomky kryštálov. Je číry, jasne modrozelený až bezfarebný. Jeho zdrojom sú amfibolity.

Epidot tvorí zelené nepravidelné zrná ojedinele dokonalé stĺpcovité kryštály, pozdĺžne ryhované (tab. IV, obr. 6).

Monazit vystupuje vo forme hrubotabuľkovitých kryštálov (tab. IV, obr. 4). Je medovožltý až hnédý.

Zirkón vytvára krátko i dlhostlpovité až ihlicovité kryštály, ktoré sú spojkami tvarov {100}, {110}, {111}, {311}. Zirkóny sú bezfarebné, žlté, hnede až čierne.

Xenotím tvorí krátkostlpovité, tetragonálne kryštály, ktoré sú spojkami tvarov {111} a {110}. Je žltý, hnédý, šedý.

Rutil vystupuje v podobe ryhovaných stlpovitých kryštálov. Bežné sú kolienkovité zrasty. Farba rutilu je červená, hnédá až čierna.

Anatas vytvára takmer výlučne viac-menej dokonalé kryštály — tetragonálne dipyramídy (tab. IV, obr. 5) a tabuľky. Typické je pre ne ryhovanie podľa {001} a oceľovomodrá farba. Zriedka je číry s oceľovomodrým nádyhom.

Pyrit je takmer vždy limonitizovaný. Tvorí pravidelné kryštály {100} i nepravidelné úlomky a zrná.

Scheelit. Jeho množstvo vo vzorkách kolíše od 1 do 350 zrn. Za anomálne koncentrácie považujeme množstvá od 100 do 350 zrn. Tvorí nepravidelné, ostrohranné, čiastočne zaoblené zrná 0,05 až 1 mm veľké (väčšie zrná neboli získané, lebo vzorky sa odoberali cez sito o  $\varnothing$  oka 1 mm). Scheelit je mliečno-

biely, zriedka svetložltý; má matný lesk, je veľmi krehký. Makroskopicky ani pod binokulárnu lupou ho nemožno odlišiť od kremeňa a iných bielych minerálov. Bol identifikovaný v ultrafialovom svetle, kde má intenzívnu jasnomodrú luminiscenciu. Takýmto spôsobom bol aj kvantitatívne vyhodnocovaný. Scheelit bol určený mikrochemicky: Zrná sa zahrievali v kyseline chlórovodíkovej, v ktorej sa sfarbili do žlta od vylúčenej kyseliny wolfrámovej. Po pridaní pevného chloridu cínatého sa scheelit sfarbil intenzívne do modra (Rost 1956).

Tab. 1

100—1%	1—0,1%	0,1—0,01%	0,01—0,001%
W, Ca,	Mg, Si, Al, Y,	Mn, Fe, Cu, Ba	Pb, Ti, Mo, V, Li, Na, Zr, K, Cr

Spektrálne analýza scheelitu bola urobená na spektrografe PGS-2, spektroskopik H. Bakalárová.

Scheelit bol identifikovaný aj rtg. metódou práškového snímkovania. Pracovné údaje: antikatóda Cu, Fe-filter, priemer komory 64 mm, expozičná doba 6 hod.

Zo spektrálnej analýzy i z intenzívne modrej luminiscencie vidieť, že scheelit má nízky obsah Mo, podobne ako na iných lokalitách v Západných Karpatoch (Kantor 1965).

Chalkopyrit tvorí nepravidelné úlomky. Na povrchu má nábehové farby, čiastočne býva limonitizovaný. V šlichoch je zastúpený max. desiatkami zrn.

Zlato bolo zistené pod binokulárnu lupou. Tvorí zlatinky 0,05—0,5 mm veľké. Má typickú zlatožltú farbu, nízku tvrdosť — dá sa formovať tlakom ihly. V kyseline dusičnej je nerozpustné, na rozdiel od podobných mosadzných a iných plieškov, ktoré sa často dostanú do vzorky (napr. pri elektromagnetickej separácii). V šlichoch je zastúpené 1—5 zlatinkami, tvoriacimi nepravidelné pliešky, tyčinky, dendrity, drôtky (viď tab. IV, obr. 1—3). V dvoch prípadoch sa našli nedokonalé kryštály, ktoré sú spojkami tvarov {100} a {111}.

Niektoré zlatinky sú potiahnuté limonitom. V klastickom materiáli alúvia je vysoký obsah mliečnobieleho i číreho kremeňa, ktorý tvorí úlomky a balvany až do 0,5 m<sup>3</sup>.

### Diskusia výsledkov

Na študovanom území nie je zatiaľ známy žiadny primárny zdroj scheelitu a zlata. Pri úvahách o jeho zdroji sa možno zatiaľ opierať iba o minerálne asociácie v šlichoch, o geologickú situáciu študovaného územia a údaje z literatúry. Podľa M. I. Iciksona (in R. Rost, 1956) je v niektorých terénoch bežný nízky obsah niektorých rudných minerálov, medzi nimi aj scheelitu.

Tab. 2.

č.	1		2		3	
	d	I	d	I	d	I
1			4,75	s	4,76	7
2	3,34	sl	3,40	vsl	3,40	5
3	3,05	vs	3,09	vs	3,15	10
4	2,812	m	2,826	m	2,825	5
5	2,593	m	2,609	m	2,608	8
6	2,275	s	2,285	m	2,311	7
7	2,129	vsl			2,139	4
8	2,066	vsl	2,077	m	2,079	3
9	1,976	m	1,983	m	1,989	5
10	1,914	vs	1,924	s	1,925	9
11	1,842	s	1,842	m	1,858	7
12	1,749	vsl			1,752	3
13	1,712	vsl			1,711	2
14	1,675	s	1,678	m	1,685	6
15	1,625	sl	1,625	sl	1,630	5
16	1,586	vs	1,587	s	1,590	9
17	1,535	s	1,545	m	1,549	7
18	1,434	sl	1,438	sl	1,442	4
19	1,378	s	1,377	vs		
20	1,352	s				
21	1,337	s	1,349	s	1,349	6
22	1,314	s	1,325	s	1,322	6
23	1,247	vs	1,244	s	1,250	8
24	1,214	m	1,225	vs	1,229	5
25	1,194	m	1,206	m	1,206	5
26	1,170	m	1,171	m	1,174	6
27	1,121	m	1,125	sl		
28	1,102	sl	1,108	sl		
29	1,080	vs	1,082	s		
30	1,030	vsl	1,032	sl		
31	1,003	vs	1,009	s		
32			0,9994	vsl		
33			0,9686	vsl		
34			0,9616	sl		
35			0,9508	sl		
36			0,9349	s		
37			0,9254	vsl		
38			0,9016	vs		

1 — scheelit z oblasti masívu Hrončok; 2 — scheelit z lokality Jasenie (Kantor, 1965);

3 — scheelit (Michejev, 1957).

Tieto minerály nepochádzajú z primárnych ložísk, ale z hornín, kde vystupujú ako akcesórie.

Podobnú genézu nemožno úplne vylúčiť ani v našom prípade; menšia časť scheelitu je asi takého pôvodu. Proti jednoznačnosti takejto genézy však hovorí nepravidelné rozmiestnenie scheelitu, ktorý je v niektorých šlichech zastúpený niekoľkými zrnamami, inde je 200—350 zrň vo vzorke. Z toho vidieť, že nejde o stály „fónový“ obsah, ale že zvýšený obsah je viazaný na určité úseky. Iný dôkaz proti tomu, že scheelit hrá väčšiu úlohu ako akcesorický

minerál v granitech študovaného územia, bol získaný pri štúdiu akcesorických minerálov granitoidov typu „Hrončok“ a „Sihla“. Vzorky pre tento účel sa odoberali z masívnych neporušených hornín (15 kg), podrvili a pomleli sa. Koncentráty boli presvietené ultrafialovým svetlom; scheelit sa v nich ne-zistil.

V literatúre (T. V. Butkevič 1960; F. N. Šachov 1964 a i.) sa v zásade uvádzajú tri genetické typy primárnych ložísk, na ktorých vystupuje scheelit spolu so zlatom. Prvý typ sú pneumatolyticky-hydrotermálne žily, tvorené prevažne žilným kremeňom; spolu so scheelitom je prítomné zlato, turmalín, aktinolit, granát, tremolit. Pri vzniku tohto typu ložísk hrajú veľkú úlohu okolité horniny. Žily sú vyvinuté hlavne v horninách s vyšším obsahom Ca (efuzívne horniny stredného až zásaditého zloženia, vápnité flotíté bridlice, fyllity a iné).

Druhý typ sú mezotermálne kremeň-kalcit-scheelitové a kremeň-scheelitové žily a žilníky, geneticky viazané na stredne abysálne intruzívy, kyslého až stredne kyslého zloženia. Žily sú vyvinuté, podobne ako u prvého typu, v horninách so zvýšeným obsahom Ca. Spolu s kremeňom, scheelitom a zlatom je prítomný aj pyrit, arzénopyrit, molybdenit, galenit a antimonit.

Tretí je kontaktne-metasomatický skarnový typ ložísk, ktoré vznikajú „naložením“ hydrotermálneho scheelitu na skarny, alebo vápnito-silikátové alebo kontaktne-metasomatické rohovce. Spolu so scheelitom a kremeňom sú prítomné: pyrit, molybdenit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, cassiterit, pyrhotín a zlato.

Pri porovnávaní našej minerálnej asociácie zo šlichov s asociáciami uvedených typov vidíme, že najlepšie sa zhoduje s prvým (pneumatolyticky-hydrotermálnym), prípadne s druhým (mezotermálnym) typom. S prvým typom sa zhoduje najmä obsah turmalínu, ktorý je vždy vysoký napriek jeho relatívne nízkej hustote. V našom prípade by mohlo ísť o podobný typ zlatoscheelitevej mineralizácie akú popisuje Kantor (1965) z lokality Jasenie—Kyslá.

Tretí typ kontaktne-metasomatickovo-skarnový je podľa nás najmenej pravdepodobný, lebo na uvedenom území nie sú zastúpené (asoň sa doteraz nezistili) väčšie telesá karbonátových hornín, ktoré podmieňujú vznik takýchto ložísk. Ani minerálna asociácia bohatá na sulfidy nebola v šlichoch pozorovaná, ak neuvažujeme chudobné zastúpenie chalkopyritu v niektorých vzorkách.

Ako zdroj scheelitu a zlata nemožno vylúčiť ani hluché (F. N. Šachov 1964) kremenné a kremeň-turmalínové žily, ktoré sú hluché iba z ekonomickeho hľadiska; v skutočnosti však takmer vždy sú nositeľmi určitého množstva rudných minerálov.

Tieto naše úvahy sa pokúšajú vysvetliť len zatiaľ zistené fakty. Otázka primárneho zdroja a genetickej príslušnosti scheelitu a zlata zostáva predmetom ďalších terénnych a laboratórnych štúdií.

*Katedra mineralógie a kryštalografie PF, UK  
Bratislava*

## LITERATÚRA

- [1] Butkevič T. V., 1960: Trebovanija promyšlennosti k kačestvu mineralnogo syrja. Wolfram. Výpusk 43. Moskva. [2] Kantor J., 1965: Tungsten in the West Carpathian Metallogenetic Province. Geologické práce, Zprávy 36, Bratislava — [3] Kubíny D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku „hrončockej“ žulovej intruzie. Geologické práce, Zprávy 15, Bratislava. — [4] Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Gosgeoltechizdat, Moskva. — [5] Rost R., 1956: Těžké minerály, Praha. — [6] Slávík J., 1965: Metodika a niektoré výsledky šlichovania na Vihorlate. Geologický průzkum č. 10, Praha. — [7] Šachov F. N., 1964: Geologia žilných mestoroždenij. AN SSSR, izdat. Nauka, Moskva. — [8] Tomášová M., 1966: Akcesorické minerály granitoidov západnej časti Nízkych Tatier a severozápadnej časti Veporského Rudohoria. Diplomová práca; Katedra petrografie PF UK, Bratislava. — [9] Vrána S., 1965: Alpinská metamorfóza granitoidů a série feoderata ve střední části veporid. Kandidátska dizertačná práca, Bratislava. — [10] Zoubek V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200.000 — M-34-XXVI list Banská Bystrica. Bratislava.

## Vysvetlivky k tab. IV

Obr. 1 — 2. Rôzne formy zlata zo šlichov. Zväčš. 53 ×. — Obr. 3. Zlato zo šlichov k — kremeň, z — zlato. Zväčš. 53 ×. — Obr. 4. Tabulkovité kryštály monazitu. Zväčš. 53 ×. — Obr. 5. Dipyrnidálny kryštál anatasu. Zväčš. 53 ×. — Obr. 6. Ryhovaný; stípcový kryštál epidotu. Zväčš. 53 ×. Všetko foto L. Oszvald.

IVONA ŽŮRKOVÁ

**SEDIMENTÁRNĚ PETROGRAFICKÉ A SEDIMENTOLOGICKÉ  
ZHODNOCENÍ VRTBY MIKULOV 1**

Sedimentárně petrografické zhodnocení vrtby Mikulov 1 doplňuje výzkum karpatské čelní hlubiny, který v letech 1961 a 1962 v jz. části prováděl I. Krystek a v letech 1964 a 1965 v sv. části I. Žůrková. Obě práce podávají první ucelenější pohled na charakter neogenní sedimentace, zatím co dřívější práce, známé převážně v jz. části karpatské čelní hlubiny, jsou drobnějšího rozsahu a charakterisují hlavně sedimenty jednotlivých vrteb nebo vzorků.

Mikulovská vrtba je situována asi 3 km západním směrem od Mikulova, při trati Mikulov — Březí v blízkosti státních hranic a dosáhla hloubky 2589 m.

Stratigrafický profil vrtby Mikulov 1 (J. Krejčí 1966)

— 970 m j. č. 1–11 A	karpat
— 1270 m j. č. 12–17	helvet s. s.
— 1560 m j. č. 18–23	sv. burdigal
— 1700 m j. č. 24–28	sp. burdigal (označují jako bazální část sp. miocénu)
— 2410 m j. č. 29–50?	malm (kimmeridž–tithon)
— 2520 m j. č. 51?–54	lias–dogger
— 2589 m j. č. 55–67	krystalinikum

Z vhodných jader bylo ke zpracování odebráno 46 vzorků. Dalších 16 vzorků jsme pro srovnání získali z rakouských vrteb Wildendürnbach K 4 a Staatz 1. Při zpracování těchto sedimentů rakouských vrteb jsme pro nedostatek materiálu provedli pouze analýzy těžkých minerálů, stanovili množství uhličitanů a zhodnotily dva výbrusy.

Z litologického hlediska tvoří sedimenty vrtby Mikulov 1:

(a) mocný monotonní komplex stratigrafického rozsahu *karpat*, *helvet s. s.* a *svrchní burdigal* (hl. 0–1587 m). Jsou to převážně světlešedé, silně jemně slídnaté, jemně písčité, proměnlivě vápnité jílovce s čočkovitými partiemi jemně písčitého materiálu a vápnitého siltovce (šlírový vývoj). Sedimenty spodního miocénu (*helvet s. s.* a *svrchní burdigal*) jsou oproti sedimentům karpatu častěji kompaktnější a setkáváme se zde s rozmanitějšími texturní-

mi znaky. Kromě jemné paralelní laminace lze pozorovat i šikmé, křížové a konvolutní zvrstvení. Častěji se také vyskytuje větší množství zuhelnatělého rostlinného materiálu. A konečně i přes proměnlivé obsahy karbonátů se zdá sedimentace spodního miocénu slabějí vápnitá.

(b) litologicky nápadně odlišný vývoj se projevuje v jádřech 25–28 v hl. 1587–1700 m, kde siltovce nebo jemně až středně zrnité pískovce mají enormní podíl glaukonitu, zejména v jádřech 27 a 28. Jelikož však v j. č. 24 (1560 až 1566 m) byla zjištěna fauna charakterisující sp. *burdigal*, je stratigrafická hranice *svrchní burdigal*–*spodní burdigal* kladena do hl. 1560 m. Mikroskopicky jsou si velmi podobné (s vyjímkou zrnitosti) vzorky z jádra 25 a 26 a podobně vzorky z jádra 27, 28 a vzorek z hl. 1710–1715 m z vrty Staatz.

Planimetrickou analýzou bylo ve vzorku 578 j. č. 25 zjištěno 46, 4% křemene, 1,8% živečů (basicitou odpovídající oligoklasu), 1,4% úlomků kyselých vyvřelin, 6% glaukonitu a 44,4% pojiva. Struktura horniny je nestejnomořně psamitická, charakter pojiva karbonaticko-pelitický, struktura pojiva nerovnoměrně bazální. V místech, kde se koncentruje více pojiva se vyskytuje i poměrně hojně organické zbytky (vápnité foraminifery a jiné, blíže neurčitelné úlomky). Glaukonit má jasnou, trávovězelenou barvu, jeho tvary jsou kulovité nebo ledvinité. Akcesoricky byl zjištěn zirkon a opracované úlomky charakteru opálu. Opál také vyplňuje jemné, kratičké žilky, ojediněle se vyskytuje v některých zrnech.

Vzorek 579 j. č. 26 je silně vápnitý siltovec s karbonatickopeilitickým pojivem. Klastický materiál skláda hlavně křemen, živce a glaukonit. Hojný je i obsah muskovitu a vápnitých, krátce sloupečkovitých úlomků organického původu (méně vápnité foraminifery, ojediněle pyritisované). Ojediněle se vyskytují úlomky rohovců. Materiál je asi z 50% opracován (platí i pro vzorek 578 z j. č. 25). Dostí úlomků má lišťovitý charakter. Minerální částice jeví místa usměrnění, jinde jsou uspořádány chaoticky. Lze pozorovat také nepravidelné smouhování, způsobené větší koncentrací pelitického, silněji limonitisovaného materiálu.

Planimetrickou analýzou u vzorku 581 j. č. 28 bylo zjištěno 40,5% křemene, 4,7% živečů, 0,6% úlomků kyselých vyvřelin, 0,6% muskovitu, 45,9% glaukonitu a 7,7% pelitického a karbonatického (dolomitického?) pojiva s nerovnoměrně půrovou strukturou. Opracování klastických součástek je poměrně slabé. Ve výbrusu můžeme pozorovat velmi pěknou, postupnou glaukonitisaci velkých zrn biotitu. Velká část biotitu je již zcela přeměněna. Velmi ojediněle byly zjištěny úlomky kyselých vyvřelin s biotitem, u nichž lze rovněž pozorovat glaukonitisaci.

Vzorek 580 j. č. 27 je podobné petrografické povahy, liší se pouze menší velikostí klastického materiálu, dokonalejší glaukonitisaci a o něco větším obsahem karbonaticko-pelitického pojiva.

Téměř shodný se vzorkem č. 581 j. č. 28 je vzorek z hl. 1710–1715 m z rakouské vrty Staatz 1 (příslušné hloubky viz tabulka těžkých minerálů vrteb Mikulov 1, Wildendürnbach K 4 a Staatz 1). Glaukonity zde však mají mimo trávovězelené barvy ještě barvu tmavěcervenohnědu, která je vyvolána snad současně vznikajícími hydroxydy železa a již jen ve velmi ojedinělých případech můžeme poznat, že jde o vznik glaukonitu přeměnou biotitu. Tato přemena se děje zajímavým chuchvalcovitým způsobem.

Podle rakouských geologů (Brix, Götzinger 1964) jsou tyto typické glaukonitické pískovce facií bazální části burdigalu a jsou rozšířené pouze na sever

od Dunaje. Pro silně písčitý nebo konglomeratický charakter jsou považovány za transgresivní.

Srováme-li sedimenty rakouských vrteb z hloubky 1595—1747 m u vrtby Staatz 1 a 1462—1620 m u Wildendürnbachu K 4 se sedimenty vrtby Mikulov 1 (hloubka 1587—1700 m), vidíme, že výsledky dosažené všemi petrografickými metodami jsou naprosto shodné. Charakteristický pro tyto sedimenty je nejen značný obsah glaukonitu, ale i velmi nízké obsahy uhličitanů, hlavně v nejspodnější části, obdobná asociace těžkých minerálů a dokonce i obdobný průběh křivek elektrokarotázních diagramů. Přestože jádra zmíněného úseku vrtby Mikulov 1 jsou faunisticky sterilní, lze je pro shodnou litologickou povahu a fyzikální vlastnosti s výše zmíněnými úsekůmi rakouských vrteb zařadit k *bazální části spodního miocénu*.

(c) *mesozoické sedimenty* (hl. 1700—2520 m) jsou charakterisovány vysokými obsahy uhličitanů. Celý komplex můžeme rozdělit na dvě části:

— Malm (kimmeridž-tithon, j. č. 29—50) je ve vývoji tmavošedých až šedých, převážně slabě dolomitických, slinitých nebo více méně písčitých vápenců. Mikroskopicky jsme zjistili, že se jedná převážně o slabě dolomitické vápence s hojnými organickými zbytky a s ojedinělými ooidy, nebo oolitické vápence s hojnými organickými zbytky. Nejhojnější ooidy nacházíme v jádru č. 29, směrem do podloží těchto postupně ubývá. V některých vzorcích jsme zaznamenali slabou písčitou příměs. Mezi nejhojnější organický materiál patří úlomky ostnokožců a schránek mlžů, méně hojně jsou pak foraminifery a stonky lilijic. Tyto organické formy nacházíme jak v peliticko-karbonatické nebo karbonatické-rekrystalované základní hmotě, tak i v jádrech ooidů. Koncentrické slupky ooidů jsou obvykle peliticko-limonitické. Jak anorganická jádra ooidů v nejsvrchnější části mesozoika, tak zakulacené úlomky ve spodnějších částech jsou tvořeny pelitomorfními vápenci a pelitomorfními dolomitickými vápenci. V ojedinělých případech se setkáváme i s ooidy, jejichž jádra jsou tvořena oolitickými vápenci nebo silně vápnitými siltovci — jemně písčitými pelitomorfními vápenci. Množství dolomitu ve formě drobnějších nebo hrubších klenečků vtroušených v peliticko-karbonatickém pojivu je variabilní a tam, kde je pojivo karbonatické — rekrystalované, zcela schází. Poslední vzorek (j. č. 50) je pelitomorfní, slabě dolomitický vápenec s ojedinělými drobně kruhovými průřezy karbonatického charakteru, radiálně paprscité stavby.

Lias—dogger (j. č. 51?—54) je zastupován světlešedými, silně dolomitickými vápenci až dolomity a silně dolomitickými siltovci. Mikroskopicky jsme vzorky z tohoto úseku vyhodnotili jako pelitomorfní, slabě vápnité, proměnlivě písčité dolomity až silně dolomitické, chuchvalcově pelitomorfní vápence. Ve všech těchto vzorcích jsou hojně drobné i hrubší klence dolomitu. V silně dolomitickém vápenci jsou i slabě zřetelné organismy. V posledním

mesozoickém jádru silně písčitého pelitomorfního dolomitu se ojediněle vyskytuje hrubší úlomky granodioritu.

Od hloubky 2520 m až do konečné hloubky 2589 m bylo vrtáno v krystallickém podloží (Český masiv). V celých 69 m se setkáváme s poměrně rychlým, nepravidelným střídáním (s pozvolnými přechody) šedého a růžového masivního granodioritu (I. Žúrková 1965).

Tab. 1  
Granulometrické analýzy vrtby Mikulov 1

Číslo vzorku	Číslo jádra	Arenit % > 0,1 mm	Silt % 0,01–0,1 mm	Lutit % > 0,01 mm	Průměrná velikost zrn v mm	$S_0$ koeficient	Klasifikace	Stratigrafické zařazení
553	1	12,0	49,0	39,0	0,035	—	SuS	
554	2	3,3	38,2	58,5	—	—	SL	
555	3	11,1	63,8	25,1	0,051	3,0	ALS	
556	4	0,2	58,6	41,2	0,032	—	LS	
557	4K	33,6	43,4	23,0	0,065	2,9	SuS	
558	5	2,1	32,5	55,4	—	—	SL	
559	7	0,1	63,8	36,1	0,030	—	LS	
560	8	28,5	37,5	34,0	0,040	—	Ch	
561	9	7,0	66,8	26,2	0,055	3,1	LS	
562	10	4,8	71,2	23,9	0,060	2,2	LS	
563	11a	0,1	14,6	85,3	—	—	L	
564	12	5,9	31,8	62,3	—	—	SL	
565	13	13,0	35,0	52,0	—	—	ASL	
566	14	36,8	41,2	22,0	0,075	3,2	SuS	
567	15	43,1	32,4	24,5	0,080	4,6	SuA	
568	15	22,4	60,8	16,8	0,065	1,6	LAS	
569	16	54,2	31,0	14,8	0,110	2,1	LSA	
570	17	27,5	50,4	22,1	0,062	2,2	LAS	
571	18	—	53,6	46,4	—	—	LS	
572	19	—	38,2	61,8	—	—	SL	
573	20	18,0	52,3	29,7	0,044	—	ALS	
574	21	7,0	64,1	28,9	0,047	3,5	LS	
575	22	0,2	47,0	52,8	0,008	—	SL	
576	23	0,1	51,2	48,7	0,026	—	LS	
577	24	—	8,6	91,4	—	—	L	
578	25	61,5	29,6	8,9	0,180	2,6	SA	
579	26	18,1	37,4	44,5	0,046	—	SuL	
580	27	38,7	31,1	30,2	0,073	—	Ch	
581	28	47,0	39,2	13,8	0,150	2,0	SuA	bazální část svrchní burdigal
								svrchní miocén

## Výsledky granulometrických, kalcidolomitických analýz a analýz těžkých minerálů

Neogenní souvrství je tvořeno z velké části jemným materiélem lutit-siltového charakteru. Nejjemnější sedimenty nacházíme v karpatu a svrchním burdigalu, zatím co sedimenty helvetu s. s. a bazální části spodního miocénu se vyznačují zhrubnutím materiálu.

Průměrné procentuální obsahy jednotlivých granulometrických složek.

	Arenit	Silt	Lutit
karpat	9,3	49,0	40,7
helvet s.s.	33,3	40,3	30,6
svrchní burdigal	4,2	51,0	44,7
bazální část sp. miocénu	33,2	29,1	37,7

Procentuální vyjádření jednotlivých složek podle granulometrických analýz je následující:

lutitový silt (LS)	24,2 %	subarenit (SuA)	6,8 %
siltový lutit (SL)	17,5 %	chlidolit (Ch)	6,8 %
subsilt (SuS)	10,3 %	sublilit (SuL)	3,5 %
lutit (L)	6,8 %	arenitosiltový lutit (ASL)	3,5 %
arenitolutitový silt (ALS)	6,8 %	lutitosiltový arenit (LSA)	3,5 %
lutitoarenitový silt (LAS)	6,8 %	siltový arenit (SA)	3,5 %

*z toho v souvrství karpatu:*

lutit (L)	9,1 %	subsilt (SuS)	18,2 %
lutitový silt (LS)	18,2 %	arenitolutitový silt (ALS)	9,1 %
siltový lutit (SL)	36,3 %	chlidolit (Ch)	9,1 %

*v souvrství helvetu s.s.*

siltový lutit (SL)	14,28 %	subarenit (SuA)	14,28 %
arenitosiltový lutit (ASL)	14,28 %	lutitoarenitový silt (LAS)	28,6 %
subsilt (SuS)	14,28 %	lutitosiltový arenit (LSA)	14,28 %

*v souvrství svrchního burdigalu*

lutitový silt (LS)	50,0 %	lutit (L)	16,6 %
siltový lutit (SL)	33,3 %		

V bazální části spodního miocénu připadá po jednom vzorku na lutit, sublilit, chlidolit, subarenit a siltový arenit.

Průměrné velikosti zrn jsou v celé vrtbě velmi proměnlivé, vytřídění sedimentů velmi dobré. Na velmi dobrě tříděný materiál připadá 41,6 % (So koeficient menší než 2,5), na normálně tříděný 50,0 % (So 2,5—4,5) a na špatně vytříděný pouze 8,4 % (So větší než 4,5).

Tab. 2.

## Analýzy uhličitanů vrtby Mikulov 1

Číslo vzorku 1	Číslo jádra 2	Hloubka m 3	Kalcit % 4	Dolomit % 5	Přibytek MgCO <sub>3</sub> 6	Součet % 7	Stratigrafické zařazení 8
553	1	101—106	9,91	3,72	—	13,63	
554	2	201—206	9,63	1,94	—	11,57	
555	3	301—306	7,59	3,39	—	10,98	
556	4	400—406	8,24	2,46	—	10,70	
557	4K	400—406	10,64	13,18	—	23,82	
558	5	600—606	11,49	8,26	—	19,75	
559	7	703—708	7,99	8,23	—	16,22	
560	8	800—806	11,74	5,58	—	17,32	
561	9	850—857	21,65	24,04	—	45,69	
562	10	900—905	17,43	5,91	—	23,34	
563	11a	960—964	9,77	6,59	—	16,36	
564	12	1001—1006	3,54	6,92	—	10,46	
565	13	1055—1060	3,18	8,56	—	11,74	
566	14	1100—1105	—	8,19	0,02	8,21	
567	15	1157—1161	14,04	10,20	—	24,24	
568	15	1157—1161	2,43	3,71	—	6,15	
569	16	1201—1206	2,28	4,95	—	7,23	
570	17	1247—1253	22,25	—	—	22,25	
571	18	1302—1308	0,87	8,23	—	9,10	
572	19	1350—1356	—	5,88	1,83	7,71	
573	20	1403—1409	—	4,91	1,52	6,43	
574	21	1458—1463	8,16	7,25	—	15,41	
575	22	1495—1501	—	4,25	1,37	5,62	
576	23	1530—1536	—	9,82	0,78	10,60	
577	24	1560—1566	5,34	0,98	—	6,32	
578	25	1591—1597	19,40	4,27	—	23,67	
579	26	1626—1631	29,72	4,27	—	33,99	
580	27	1660—1665	—	4,25	0,91	5,16	
581	28	1691—1697	—	0,33	2,70	3,03	
582	29	1727—1732	53,00	14,82	—	67,82	
583	30	1764—1769	24,38	23,39	—	47,77	
584	31	1794—1800	89,71	4,27	—	93,98	
585	32	1842—1847	67,44	10,20	—	77,64	
586	33	1860—1865	72,44	4,27	—	76,71	
587	34	1890—1895	60,50	7,90	—	68,40	
1190	36	1951—1956	67,26	8,23	—	75,49	
1191	39	2040—2043	40,92	10,20	—	51,12	
1192	43	2159—2164	50,17	12,17	—	62,34	
1193	46	2262—2266	52,30	7,25	—	59,55	
651	50	2382—2387	57,11	8,89	—	66,00	
652	51a	2419—2425	6,90	75,80	—	82,70	
653	52	2440—2446	8,68	69,20	—	77,88	
654	53	2475—2481	51,68	37,23	—	88,91	
655	54	2495—2501	1,65	41,19	—	42,84	
					malm (kimmeridž-tithon)		
					jura	bazální část	svrchní burdigal
						svrchní miocén	helvet s. s.
							karpat

V tabulce 2. nejsou uvedeny průměrné obsahy uhličitanů z bazální části spodního miocénu, pro jejich silnou variabilitu. Prakticky nevápnitá je jen spodní část tohoto basálního úseku, zatím co svrchní část se obsahem karbonátů blíží spíše svrchnímu burdigalu až karpatu.

Porovnáme-li neogenní sedimenty vrtby Mikulov 1, Wildendürnbach K 4 a Staatz 1, zjištujeme, že nejvyšší obsahy uhličitanů jsou u vrtby Wildendürnbach K 4, nižší u vrtby Mikulov 1 a nejnižší u vrtby Staatz 1. U všech 3 vrteb pak pozorujeme snižování vápnitosti od karpatu k bazální části spodního miocénu (s vyjímkou svrchních partií této basální části).

Sedimenty spodní křídy ve vrtbách Wildendürnbach K 4 a Staatz 1 mají silně vápnitý charakter. Na složení uhličitanů má hlavní podíl kalcit. Podobný charakter mají i sedimenty jury — malmu, zatím co v nižší části (lias—dogger, v hl. přibližně 2390 m) převažuje dolomit nad kalcitem.

Analýzy uhličitanů vrtby Wildendürnbach K-4

Tab. 3.

Číslo vzorku	Hloubka m	Kalcit %	Dolomit %	Přebytek MgCO <sub>3</sub>	Součet %	Stratigrafické zařazení
1194	526—531	4,40	14,83	—	19,23	} sv. helvet
1195	750—752	8,32	13,84	—	22,16	
1196	950—955	0,16	11,84	—	12,00	} sp. helvet
1197	992—997	7,46	11,51	—	18,97	
1198	1150—1155	—	11,13	1,44	12,67	} burdigal
1199	1200—1205	—	12,12	2,44	14,56	
1200	1400—1405	0,16	9,87	—	10,03	
1201	1560—1565	9,76	12,50	—	22,26	
1202	1616—1619	—	0,66	1,95	2,61	
1203	1627—1635	65,26	20,76	—	86,02	} sp. krída
1204	1871—1821	33,99	4,27	—	38,26	

Analýzy uhličitanů vrtby Staatz 1

1205	792—797	1,04	10,53	—	11,57	} helvet
1206	1050—1055	—	6,21	1,98	8,19	
1207	1250—1255	0,69	7,90	—	8,59	} burdigal
1208	1479—1484	—	8,18	1,53	9,71	
1209	1680—1683	—	0,33	—	0,33	
1210	1710—1715	—	0,33	1,50	1,83	
1211	1770—1773	66,86	20,43	—	87,29	sp. krída
1212	3439—3442	—	1,31	—	1,31	dogger

		Mikulov 1	Wildendürnbach K 4	Staatz 1
karpat	kalcit dolomit součet	11,5 7,6 19,1	6,4 14,3 20,7	
helvet s.s.	kalcit dolomit součet	6,8 6,1 12,9	3,8 11,7 15,5	0,5 8,4 8,9
sv. burdigal	kalcit dolomit součet	1,5 6,7 8,2	0,1 11,0 11,1	0,3 8,0 8,3
bazální část sp. miocénu	kalcit dolomit součet	10,9 2,8 13,7	burdigal	
sp. křída	kalcit dolomit součet	/		49,6 12,5 62,1
malm (kimmeridž-tithon)	kalcit	57,74 10,1 67,84	materiál nebyl k disposici	
dogger - lias	kalcit dolomit součet	17,2 55,9 73,1	materiál nebyl k disposici	
				0,0 1,3 1,3

## Těžké minerály (Tab. 5—6)

S poměrně bohatou asociací těžkých minerálů, která je tvořena granátem, zirkonem, staurolitem, distenem, apatitem, turmalínem, rutilem, epidotem, chloritoidem, titanitem, zoisitem, andalusitem, u opákních minerálů pak ilmenitem, leukoxenem, pyritem, limonitem, se setkáváme v různých kvantitativních obměnách v podstatě u všech zpracovaných sedimentů v karpatské čelní hlubině.

Na základě kvantitativních změn těžkých minerálů mezi sedimenty vrtby Mikulov 1, Wildendürnbach K 4 a Staatz 1 vymezili jsme 3 odlišné celky.

(1) Souvrství karpatu až svrchního burdigalu vrtby Mikulov 1, karpatu, spodního helvetu a vyšší části burdigalu vrtby Wildendürnbach K 4, spodního helvetu a svrchní části burdigalu vrtby Staatz 1, v němž dominujícím těžkým minerálem je granát, jehož obsah klesá minimálně na 73 %. Druhým nejhojnějším minerálem je apatit (max. 9 %) a zbylé minerály zřídka dosahují 5 %. Vyjímkou tvoří pouze vzorek č. 554, j. č. 2 (svrchní část karpatu — vrtba Mikulov 1), kde obsah staurolitu dosahuje 11 %.

T a b. 5.

Číslo pořadí	Znáz.	Sedimenta										Metamor. horniny										Klastika	
		GRANAT	ZIRKON	SPALUJÍCÍ	DISTEN	APATIT	EPIDOT	CHLORITOID	TITANIT	ZOLKIT	Překlínající	ILMEHIT	LUKROZEN	LIMONIT	PYRIT	SLEBERT	BARYT	FOSFORIT	CHLORIT	BIOITIT	GOLDHIT	KLENCE	GLAUKOMIT
553	80,1	28	4,0	3,4	7,9	1,2	0,6	-	-	-	96,2	3,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
554	96,6	1,6	11,3	0,8	7,3	2,4	-	-	-	-	75,6	18,3	-	-	4,6	-	-	-	-	-	-	-	-
555	+	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	v.oj.	-	-	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
556	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-
557	84,1	0,8	2,7	4,4	4,4	2,7	-	-	0,9	-	82,5	6,6	-	-	10,9	-	-	-	++	++	-	-	-
558	85,0	0,9	2,6	3,5	3,5	3,6	-	0,9	-	-	61,1	-	-	38,9	-	-	-	+++	+++	-	-	-	
559	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+++	v.oj.	-	-	
560	86,8	4,2	1,8	0,6	1,2	4,2	0,6	-	0,6	-	70,5	20,5	1,3	-	7,7	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.
561	78,0	4,0	2,0	2,0	5,0	6,0	1,0	-	2,0	-	34,5	3,4	3,4	-	58,7	-	-	-	+	-	-	-	+++
562	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	++	-	-	-	+++	-	-	-	+++
563	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	++	+++	-	v.oj.	v.oj.	-	-	+++	-	-	+++
564	81,5	3,2	1,9	2,5	7,0	3,2	-	0,7	-	-	43,0	4,4	-	-	52,6	-	-	-	+++	-	-	-	+++
565	88,0	0,5	5,0	1,0	4,0	-	-	1,0	0,5	-	85,1	14,9	-	-	-	-	-	-	++	-	-	-	+
566	92,8	0,7	1,3	0,6	2,6	0,7	0,6	-	0,7	-	93,9	-	-	6,1	-	-	-	+	-	-	-	-	+
567	92,3	1,0	1,4	1,9	1,0	7,4	1,0	-	-	-	90,3	29,7	-	-	-	-	-	-	+++	-	-	-	+
568	91,2	0,6	0,6	-	4,7	2,3	-	0,6	-	-	86,1	3,9	-	-	-	-	-	-	+++	-	-	-	+
569	89,3	-	0,6	0,6	5,3	3,0	-	0,6	0,6	-	82,9	72,1	-	-	-	-	-	-	+	-	v.oj.	-	+
570	94,9	1,1	0,6	-	1,1	1,1	0,6	-	0,6	-	87,5	12,5	-	-	-	-	-	-	++	-	-	-	-
571	73,0	5,4	2,7	-	8,1	5,4	2,7	2,7	-	-	45,1	32,9	-	-	22,0	-	-	-	+++	-	-	-	+++
572	v.oj.	-	-	-	-	-	v.oj.	-	-	-	v.oj.	v.oj.	-	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	+++
573	90,1	-	-	0,9	3,6	-	-	0,9	-	0,9	73,2	15,2	-	7,6	-	-	-	++	-	-	-	-	+
574	88,0	0,9	2,3	0,7	4,6	3,0	-	0,7	-	96,4	3,6	-	-	-	-	-	-	++	-	-	-	-	+++
575	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	-	-	++	-	-	-	-	++
576	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	-	-	++	-	-	-	-	+++
577	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	-	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	+++
578	9,6	2,7	8,3	16,4	8,3	47,9	2,7	1,4	-	2,7	89,0	3,7	3,7	3,6	-	+++	+++	-	-	-	-	-	-
579	v.oj.	-	-	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-
580	v.oj.	v.oj.	-	-	-	gi.	-	-	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	+
581	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
582	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.++	+	-	v.oj.	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	++
583	v.oj.	-	-	-	-	v.oj.	-	-	-	-	v.++	-	-	v.oj.	-	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	++
584	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	++
585	-	v.oj.	v.oj.	-	-	v.oj.	-	-	-	v.oj.	-	v.++	-	-	v.oj.	-	v.oj.	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	+
586	v.oj.	+	-	-	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	++
587	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	++
1190	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	v.++	+	+	+	-	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	v.oj.	-
1191	v.oj.	-	-	-	-	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	v.oj.	-	v.++	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-
1192	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
1193	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
651	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	v.oj.	v.++	-	-	v.oj.	-	-	++
652*	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-
653	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-
654	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-
655	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	v.oj.	-	-	-	-	-	-	-

Jura  
mělký - dolní  
současná část  
současná budevčí  
Sedimenta  
bozolní část  
současná budevčí  
Stratigraf.  
Klastika

Jura  
mělký - dolní  
současná část  
současná budevčí  
Stratigraf.  
Klastika

Jura  
mělký - dolní  
současná část  
současná budevčí  
Stratigraf.  
Klastika

Tab. 6.

## TM VRTBY STAATZ-1 A WILDENDÜRN BACH - K 4

STAATZ - 1		WILDENDÜRN BACH - K 4			
				Číslo vzorku	
1194	-	-	-	-	GRANÁT
1195	-	-	-	-	ZIRKON
1196	87,9	1,5	2,9	-	DISTEN
1197	v.øj.	v.øj.	-	-	APATIT
1198	94,5	-	4,0	1,5	TURMALIN
1199	78,5	3,4	2,9	4,5	RUTIL
1200	øj.	-	-	v.øj. v.øj.	TITANIT
1201	v.øj.	-	-	-	EPIDOT
1202	v.øj.	-	-	v.øj.	CHLORITOID
1203	v.øj.	-	-	v.øj.	ANDALUSIT
1204	øj.	-	-	v.øj.	EFFUSIVNÍ BIOTIT
1205	78,5	0,5	6,0	4,0	Průhledné TM
1206	-	-	-	-	ILMENIT
1207	75,9	0,5	6,6	3,9	LEUKOXEN
1208	85,3	1,1	-	2,9	SIDERIT
1209	13,9	6,7	2,6	5,9	PYRIT
1210	11,9	10,3	4,1	-	LIMONIT
1211	12,5	6,9	4,2	-	FOSFORITY
1212	v.øj.	-	-	v.øj.	DOLOHIT KLENCE
	-	-	-	-	CHLORITIZOVÝ BIOTIT
	-	-	-	-	GLAUKONIT
	-	-	-	-	Hlédací deska ložisko výskytu v. lepidolitických a gneznatých
Jura	spodní křídla	spodní miocén		sp. křídla	spodní miocén
dolní	burdigal	helvet		burdigal	srch.miocén
		burdigal		helvet s.s.	karpat
		helvet			STRATIGRAFIE

(2) Basální část spodního miocénu vrtby Mikulov 1, u rakouských vrteb basální část burdigalu, má charakteristické vysoké obsahy turmalínu (od 47,9 do 68,2 %), mírně zvýšené obsahy distenu a staurolitu. Granát a zirkon naproti tomu jsou v podřadném množství. Ve vrtbě Wildendürnbach K 4 jsou pískovce z bazální části spodního miocénu prakticky sterilní, ale materiál lehké frakce je ve vzorku č. 1212 tak silně podobný vzorku č. 580 z vrtby Mikulov 1, že je lze korelovat.

(3) Vysokým obsahem zirkonu a nízkým obsahem granátu se liší spodní křída ve vrtbě Staatz 1. Stejné složení dokládá ze spodní křídy v okolí Vídně G. Woletz (Götzinger 1954).

Jurské sedimenty, u nichž převažuje velmi jemná chemogenní složka, jsou sterilní a nemohou být po stránce těžkých minerálů hodnoceny.

Z opákních minerálů je nejhojněji zastoupen ilmenit a pyrit, jejich obsahy nepravidelně silně kolísají.

### Poznámky k paleogeografií

Sedimentace spodního miocénu začína asi 100 m mocným komplexem pískovců nápadně odlišných jak od sedimentů mesozoických, tak i od sedimentů vyšší části spodního miocénu. Již na první pohled se sedimenty liší hrubší zrnitostí a zelenou barvou. Laboratorními metodami můžeme zjistit odlišné kvantitativní poměry v asociaci těžkých minerálů, nízké obsahy uhličitanů a zvýšené množství arenitové složky.

Z nápadně vysokého obsahu glaukonitisovaného biotitu a jeho vzhledu, jakož i mineralogického složení pískovců usuzujeme, že hlavním zdrojem materiálu pískovců byly horniny s vysokým podílem křemene, živečniny a biotitu. Mohly to být biotitické granodiority dyjského plutonu, známé dnes z podloží mesozoických hornin vrtby Mikulov 1, Hrušovany 1 a jednak z rozsáhlých povrchových odkryvů jižně od Znojma. Biotity jsou tak charakteristické, že v místech bez pojiva upomínají pískovce až na biotitické granodiority. Dalším důkazem by mohly být snad i větší úlomky granodioritového charakteru. Také velmi slabé opracování klastických součástek nasvědčuje tomu, že tento materiál nebyl transportován na větší vzdálenosti.

Nepatrné množství opracovaných křemenů by mělo náležet jiné oblasti, a to takové, která by současně mohla být zdrojem větší koncentrace turmalínu. Tuto oblast za dnešního stavu zpracování materiálu neznáme, známe však dva typy hornin u kterých byly zjištěny vysoké obsahy turmalínu.

V prvé řadě jsou to mylonitisované svory u nás na povrch vystupující v mikroslavské hrásti, kde je obsah turmalínu v asociaci těžkých minerálů anomální a přesahuje až 98 %. Dále pak některé sedimenty flyšové zóny, u nichž na příklad v altlengbachských vrstvách svrchní křídy zaznamenala G. Woletz (Götzinger 1954) až 36 % turmalínu.

Zdrojem vyššího obsahu apatitu mohou být uvažované granodiority, u nichž je apatit vlastně jediným zjištěným průhledným těžkým minerálem.

Důležité je rovněž zjištění, že neogenní sedimenty vrteb Mikulov 1, Wilden-dürnbach K 4 a Staatz 1, jsou zcela analogické. Znamená to tedy, že analogický by měl být i charakter sedimentace a relief tehdejšího sedimentačního prostoru, čemuž odpovídají i přibližně stejné mocnosti sedimentů.

Jinak je tomu se sedimentací v prostoru západně od linie Staatz—Mikulov, kde ve spodní části spodního miocénu vymezuje Krystek (1962) tzv. stauro-litovou zónu a také celkové mocnosti neogenních sedimentů dosahují sotva polovičních mocností sedimentů východně od zmíněné linie. Sedimentace zde, jak předpokládá Krystek, byla ovlivňována hlavně metamorfovanými horninami Českého masivu.

Jelikož však vzdálenosti staurolitové a turmalínové zóny nejsou tak veliké, aby muselo za normálních sedimentačních podmínek dojít k podobné diferenciaci, je možno předpokládat, že zde v době spodnomiocenní sedimentace existovala morfologická nerovnost, elevace, která tyto dvě oblasti od sebe rozdělovala.

Takovou elevaci zaznamenali při zjišťování mocnosti burdigalských sedimentů Dlabač—Mořkovská (1962). Její osa prochází zhruba obcí Novosedly a má směr SV—JZ.

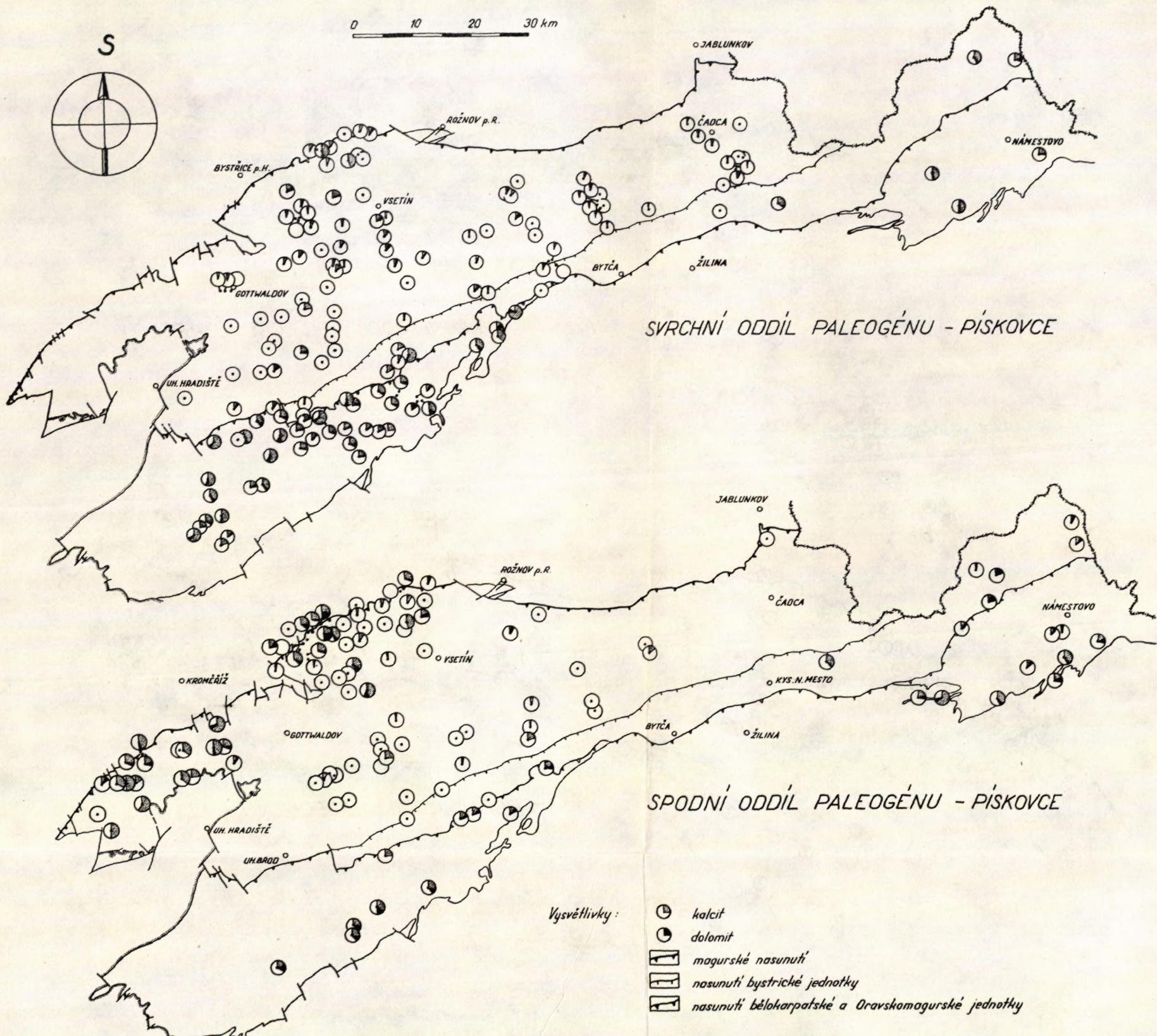
Ve vyšší části spodního miocénu a v karpatu má sedimentace již jednotný charakter. Na tvorbě těchto sedimentů se podílejí horniny s vysokými obsahy granátů, jejichž přesnější provenienci nelze zatím vyznačit.

#### LITERATÚRA

- [1] Brix F. — Götzinger K., 1964: Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs. Erdöl Zeitschrift Hf. 2, Wien. — [2] Dlabač M.—Mořkovská V., 1962: Výzkum vzniku naftových ložisek v oblasti vněkarpatského neogénu. Archiv ÚÚG, pracoviště Brno 2. — [3] Götzinger G., 1954: Flyschzone (Gesteine und stratigraphische Stellung) Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung. — [4] Krejčí J. 1966: Zpráva o geologickém zpracování vrty Mikulov 1. Archiv ČND Hodonín. — [5] Krystek I., 1962: Sedimentárně-petrografický a sedimentologický výzkum vněkarpatského neogénu. Archiv ÚÚG, pracoviště Brno. — [6] Žúrková I., 1965: Petrografická charakteristika granodioritů z vrteb Mikulov 1 a Hrušovany 1. Zprávy o geolog. výzkumech za rok 1964, Praha.

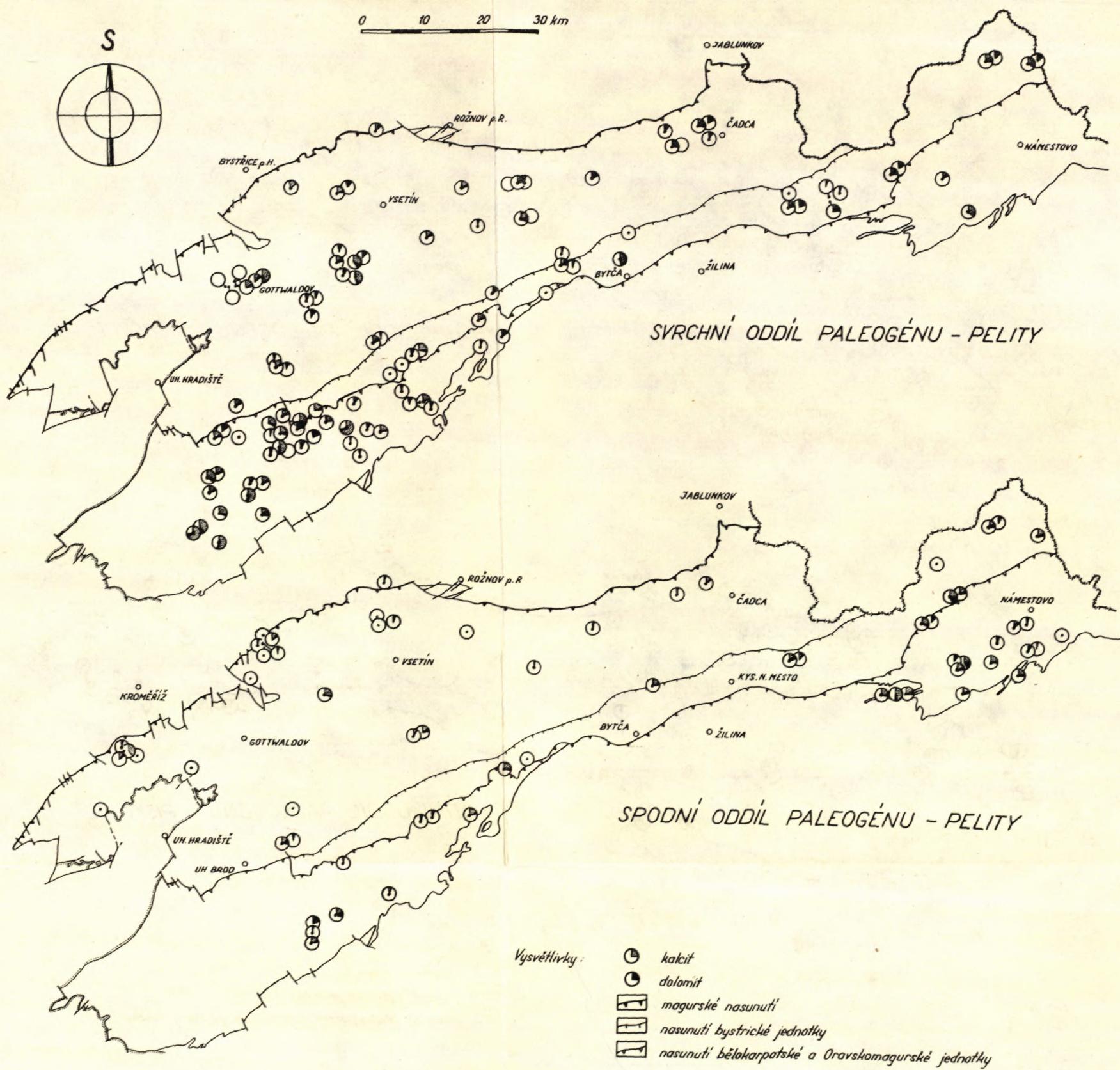
# OBSAHY UHLÍČITANŮ V ZÁPADNÍ ČÁSTI MAGURSKÉHO FLYŠE

Příl. 1



# OBSAHY UHLÍČITANŮ V ZÁPADNÍ ČÁSTI MAGURSKÉHO FLYŠE

Příl. 2



VÁCLAV PESL—IVONA ŽŮRKOVÁ

**VÁPNITOST SEDIMENTŮ V ZÁPADNÍ ČÁSTI MAGURSKÉHO FLYŠE**

Při petrografickém a geochemickém výzkumu sedimentů, prováděném na pracovišti Ústředního ústavu geologického v Brně (dříve Výzkumný ústav ČND) bylo zpracováno i velké množství vzorků ze západní části magurského flyše s ohledem na obsah uhličitanů. Tyto výsledky jsou roztroušeny v zprávách I. Krystka (1963), M. Michalíčka (1965), V. Šimánka (1965), a I. Žůrkové (1964). Vzhledem k celkově vysokému počtu analýz považujeme za vhodné shrnout již dnes tyto výsledky, abychom si mohli učinit určitou představu o rozmístění obsahu uhličitanů v lithostratigrafických členech paleogénu magurského flyše jednak v závislosti na jejich stratigrafické posloupnosti, jednak i pokud jde o postižení kvantitativních změn vápnitosti vzhledem k jejich regionálně plošnému rozšíření.

Již z regionálně geologického mapování západní části magurského flyše a makroskopického ohodnocení vápnitosti jeho sedimentů vyplynulo zvyšování obsahu uhličitanů směrem od S k J, t. j. od jednotky račanské, přes bystrickou do jednotky bělokarpatské (A. Matějka—Z. Roth 1956). Týkalo se to především pelitů svrchního oddílu paleogénu příslušných jednotek. V této práci podáváme hodnoty obsahu uhličitanů, stanovené titrační komplexonometrickou metodou jak pro pískovce tak pro pelity. Byl jí stanoven kalcit, dolomit a přebytek MgCO<sub>3</sub>.

Přehled získaných hodnot je podán v tabulce (str. 186), která je sestavena s ohledem na stratigrafii, litologický vývoj a petrografickou povahu sedimentů (viz sloupce s označením A). Je uveden též počet vzorků, z nichž byla počítána procenta. Dále je vyčísleno množství a procenta vzorků (sloupce B) podle 3 skupin, stanovených na základě procentuálního obsahu karbonátů [a) > 15%, b) 5—15%, c) < 5%]. Při vymezení těchto skupin vycházíme z kombinace makroskopických popisů a výsledků laboratorních analýz.

# VÁPNITOST SEDIMENTŮ MAGURSKÉHO FLYŠE (ZÁPAD)

## DÍLČÍ JEDNOTKY MAGURSKÉHO FLYŠE

RACANSKÁ				BYSSTRICKÁ				BĚLOKARPATSKÁ, ORAVSKO-MAGURSKA						
A		B		A		B		A		B				
	počet vzorků	#obrob %	vápnitost %		počet vzorků	#obrob %	vápnitost %		počet vzorků	#obrob %	vápnitost %			
S P O D N I	0	0	0	D I L	P A L E O G E N U	0	0	D I L	P A L E O G E N U	0	0			
S V R C H O D N I	0	0	0	Z LÍNOKÉ VŘSTY	0	0	0	Z LÍNOKÉ VŘSTY	0	0	Z LÍNOKÉ VŘSTY			
P A L E O G E N U	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
lukáčovické vr.	belověžské vr.	slepence-písk.	bridlo-pískovc	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy	soláňské vrstvy			
svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen	svrchní paleogen			
zlinoké vrstvy	belověžské vr.	lukáčovické vr.	lukáčovické vr.	zlinoké vrstvy	belověžské vr.	zlinoké vrstvy	belověžské vr.	zlinoké vrstvy	belověžské vr.	zlinoké vrstvy	belověžské vr.			
P	108	17,1	a) > 15% 45 b) 5-15% 15 c) 0-5% 48	41,7	P	9	13,7	a) > 15% 3 b) 5-15% 3 c) 0-5% 3	33,3	P	21	27,9	a) > 15% 19 b) 5-15% 1 c) 0-5% 1	90,5
J	42	8,8	a) 8 b) 13 c) 21	19,0	J	15	14,6	a) 7 b) 4 c) 4	46,8	J	30	19,5	a) 17 b) 10 c) 3	56,7
P	76	20,8	a) 38 b) 9 c) 29	50,0	P	5	4,5	a) 2 b) 3	40,0	P	11	26,1	a) 10 b) 1 c) 1	90,9
J	23	8,3	a) 4 b) 5 c) 14	17,4	J	3	1,8	a) 1 b) 3	60,0	J	11	17,1	a) 6 b) 3 c) 2	54,5
P	25	25,6	a) 16 b) 2 c) 7	64,0	P	4	25,3	a) 3 b) 1	75	P	10	29,9	a) 9 b) 1 c) 1	90
J	9	9,6	a) 2 b) 2 c) 5	22,2	J	12	17,8	a) 7 b) 4 c) 1	58,3	J	19	20,8	a) 11 b) 7 c) 1	57,9
P	41	21,6	a) 21 b) 5 c) 15	51,2	P	4	25,3	a) 1 b) 1	25	J	25	24,5	a) 1 b) 3 c) 4	72,0
J	12	7,1	a) 2 b) 2 c) 8	16,7	J	12	17,8	a) 7 b) 4 c) 1	33,3	P	16	44,0	a) 1 b) 1 c) 1	62,5
P	4	15,2	a) 2 b) 2	50,0	P	9	23,8	a) 6 b) 2	66,7	J	26	20,9	a) 1 b) 1 c) 1	50,0
J	17	10,4	a) 4 b) 8 c) 5	23,5	J	31	17,4	a) 17 b) 9 c) 5	22,2	P	28	31,8	a) 1 b) 1 c) 1	42,3
P	28	7,4	a) 5 b) 4 c) 19	17,9	P	9	23,8	a) 1 b) 1	11,1	J	2	25,9	a) 3 b) 1 c) 1	7,7
J	2	0,6	a) - b) - c) 2	-	J	31	17,4	a) 17 b) 9 c) 5	54,8	P	3	45,9	a) - b) - c) -	100
P	94	13,6	a) 15 b) 41 c) 38	16,0	P	9	23,8	a) 6 b) 2	66,7	J	53	22,8	a) 43 b) 2 c) 2	91,4
J	61	6,9	a) 24 b) 27 c) 10	39	J	31	17,4	a) 17 b) 9 c) 5	29,1	P	47	36,8	a) 2 b) 2 c) 2	4,3
P			c) 10	16	P			c) 16,0		J			a) 33 b) 14 c) 6	62,3
J					J					J				26,4
P					P					P				11,3

P - pískovce

J - jílovce

Pro představu regionálního rozmístění vzorků v rámci západní části magurského flyše a o jejich uhličitanovém obsahu byly sestrojeny mapy s cyklogramy jednak pro pískovce, jednak pro pelity spodního a svrchního oddílu paleogénu. V cyklogramech jsou vyjádřeny stanovené složky — kalcit a dolomit. Graficky nevyjadřitelné minimální přebytky  $MgCO_3$  v cyklogramech opomíjíme (příl. 1, 2).

Z rozboru tabulky a map cyklogramů vyplývá pro spodní oddíl paleogénu jednotlivých dílčích jednotek několik závislostí.

*Račanská jednotka:* Vápnitost ve spodním oddílu paleogénu račanské série klesá od nejstarších stratigrafických členů k nejmladším. V průměru nejvápnitější vzorky jsou v břidličnato-pískovcovém vývoji soláňských vrstev. V jejich slepenco-pískovcovém vývoji vápnitost mírně klesá. Nižší obsahy vykazují dále stratigraficky vyšší vrstvy belovežské a nejnižší průměrné obsahy uhličitanů lze zaznamenat u pískovců a pelitů luhačovických vrstev.

Tato závislost obsahu uhličitanů v stratigrafické posloupnosti platí pouze ve spodním oddílu paleogénu račanské jednotky generelně. Při sledování vápnitosti určitého litostratigrafického komplexu v regionálně plošném rozšíření dochází ke změnám. Tak např. paleocenní soláňské vrstvy v oblasti Chřibů a v záp. části Hostýnských vrchů jsou silněji vápnité, zatímco vých. část Hostýnských vrchů a směrem do centrálních částí račanské jednotky vápnitost ubývá. Tyto nápadné rozdíly vynikají hlavně u slepenco-pískovcového vývoje, z kterého bylo provedeno větší množství analýz.

*Bystrická jednotka:* Pro hodnocení spodního oddílu paleogénu v bystrické jednotce je k disposici jen malý počet analýz. Hodnocení je tudíž nutno brát s určitou reservou. Sedimenty paleocenních soláňských vrstev mají vápnitost minimální a lze je srovnávat z tohoto hlediska se sedimenty vých. části Hostýnských vrchů a centrální části račanské jednotky. V belovežských vrstvách uhličitanů značně přibývá a jejich průměrné hodnoty převyšují i hodnoty belovežských vrstev račanské jednotky.

*Bělokarpatská jednotka:* Sedimenty spodního oddílu paleogénu v celém rozsahu jednotky jsou silně vápnité. Oravskomagurská oblast je v průměru ještě o něco vápnitější.

Ve svrchním oddílu paleogénu magurského flyše zjišťujeme daleko plynulejší přechod od nejvápnitější jednotky bělokarpatské přes bystrickou až k nejméně vápnité jednotce račanské (příl. 2).

V jednotlivých stratigrafických členech magurského flyše byly zjištěny tyto maximální hodnoty procentuálního obsahu uhličitanů:

## Spodní oddíl paleogénu

račanská jednotka	pískovce	pelity
soláňské vrstvy:		
břidličnato-pískovcové .....	54,52	43,9
pískovco-slepencové.....	73,39	24,3
luhačovické vrstvy .....	53,4	0,7
belovežské vrstvy .....	27,7	34,9
bystrická jednotka		
soláňské vrstvy .....	13,2	1,8
belovežské vrstvy .....	43,0	40,6
bělokarpatská jednotka		
vrstvy spod. odd. paleogénu .....	44,4	35,4
oravskomagurská jednotka		
vrstvy spod. odd. paleogénu .....	66,0	48,3
vrchní oddíl paleogénu		
račanská jednotka		
zlínské vrstvy .....	42,8	50,5
bystrická jednotka		
zlínské vrstvy (bystrické) .....	56,8	49,2
bělokarpatská jednotka		
hluchý vývoj .....	67,9	76,2
vlárský vývoj .....	68,4	79,0
oravskomagurská jednotka		
vrstvy svrch. odd. paleogénu .....	56,4	34,0

Vápnitost spodního a vrchního oddílu paleogénu dílčích jednotek nejlépe vynikne ze srovnání průměrných hodnot procentuálního obsahu uhličitanů:

jednotky:	račanská	bystrická	bělokarpatská
svrchní oddíl	17,1	13,7	27,9
paleogénu	8,8	14,6	19,5
spodní oddíl	13,6	23,8	36,8
paleogénu	6,9	17,4	22,8

Posuzujeme-li paleogenní série magurského flyše generelně, ukazuje se z rozborů, že hlavními nositeli uhličitanů jsou pískovce, zatímco pelity jsou méně vápnité. Výjimkou jsou pelity spodního oddílu paleogénu bystrické jednotky, kde je obsah karbonátů prakticky stejný jako u pískovců.

Souborné zpracování analýz obsahu uhličitanů v sedimentech paleogenních sérií magurského flyše výrazně zpřesňuje dosavadní jejich subjektivní ocenění. Přesto však, i přes dosti vysoký počet analýz (520), podává stále ještě hrubý obraz o závislostech na lithostratigrafických členech a jejich faciální proměn-

livosti. Bude úkolem dalších výzkumů doplnit tento obraz dalšími údaji. Současně bude nutno brát v úvahu i proměnlivost obsahu uhličitanů v jednotlivých pískovcových lavicích a systematicky analýzovat i pelity ve vztahu ke stavbě flyšových cyklů.

## LITERATÚRA

- [1] Krystek I., 1963: Sedimentárně petrografický a litologický výzkum pískovcové facie spodního oddílu magurského paleogénu (soláňské pískovce). MS; Geofond, Praha. —
- [2] Matějka A.—Roth Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. The geology of the Magura Flysch Group in the northern river Basin of the Váh between Bytča and Trenčín. Rozpravy Ústř. úst. geol. XXII, Praha. —
- [3] Michalíček M., 1965: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v karpatském flyši. Geochemie sedimentů. MS, Geofond, Praha. —
- [4] Šimánek V., 1965: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v oblasti karpatského flyšového pásmá. Geochemický výzkum rozptýlené organické hmoty sedimentů. MS; Geofond, Praha. —
- [5] Žúrková I., 1964: Porosita a permeabilita ve vztahu k petrografickým vlastnostem pískovců karpatského flyše. MS; Geofond, Praha.

VÁCLAV PESL—IVONA ŽÚRKOVÁ

## CARBONATE CONTENT OF THE SEDIMENTS IN THE WESTERN PART OF MAGURA FLYSCH

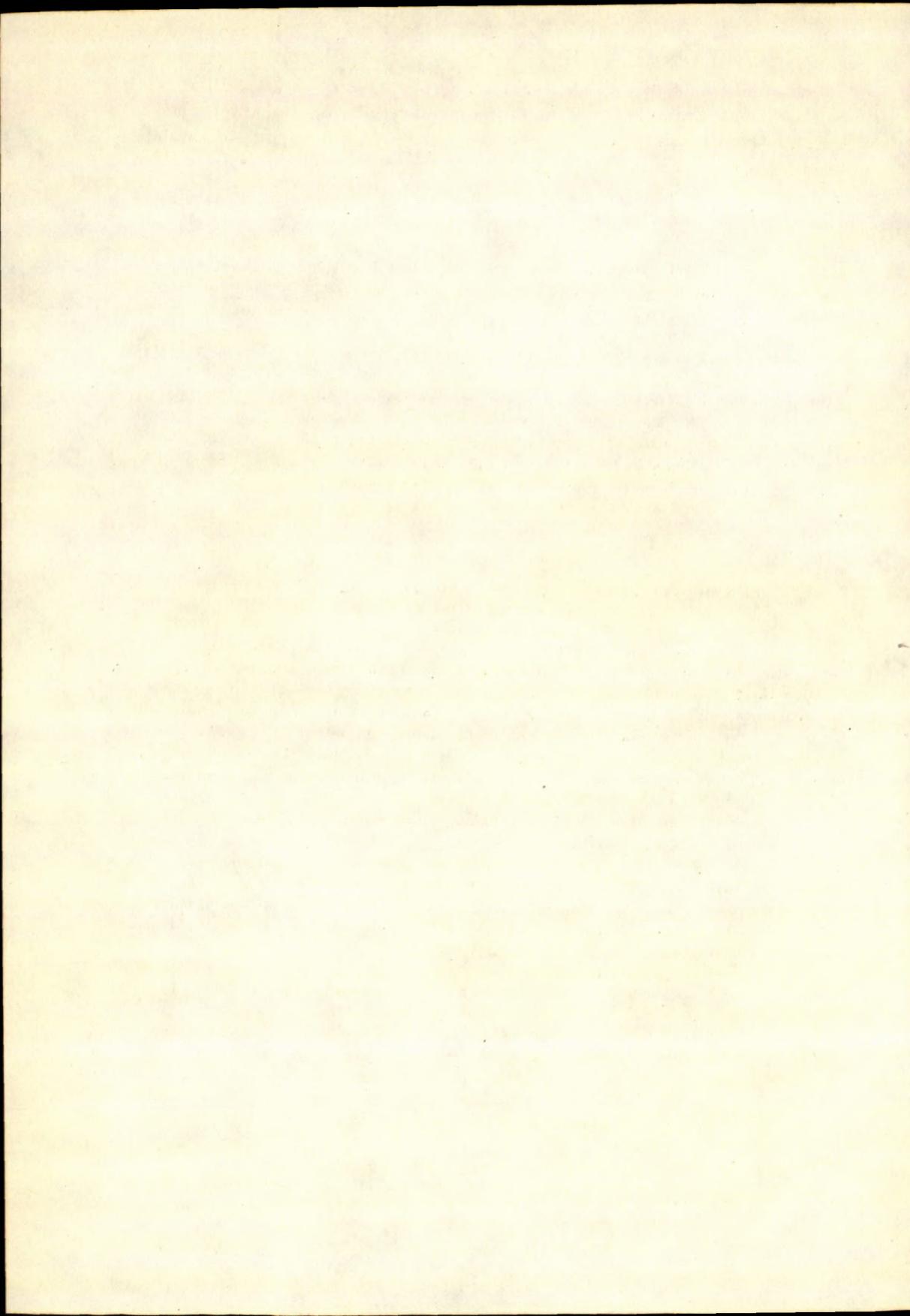
The article summarises the results of the carbonate content analysis of the Paleogene lithostratigraphic members of the Magura flysch and gives their evaluation from the view of the stratigraphy and their areal extension. Both a summary table of the values obtained of carbonate content in sandstones and pelites and the maps with cyclograms drawn to preconceive the regional distribution of the carbonate content in the sandstones and pelites in the Upper and Lower Paleogene division are presented. In the cyclograms the calcite and dolomite values are expressed while the graphically unexpressible minimum excesses of  $MgCO_3$  have been omitted.

The carbonate content in the Lower Paleogene division of the Rača unit decreases successively from the oldest members to the youngest ones (the Soláň—Beloveža—, Luhačovice beds). The Paleocene Soláň beds are most calcareous in the northwestern part of the Rača unit, in the direction to the E and S up to the Bystrica unit the carbonate content decreases. The Beloveža beds of the Bystrica unit are more calcareous than those in the Rača unit. The sediments of the Lower Paleogene division of the Bílé Karpaty and Oravská Magura unit are more calcareous.

The series of the Upper Paleogene division show a more continuous transition from the highly calcareous Bílé Karpaty unit by way of the Bystrica unit to the least calcareous Rača unit.

The analyses show that within the Paleogene series of the Magura flysch obviously the main carbonate-rich layers are the sandstones while the pelites are less calcareous.

Although only roughly informing about the carbonate content in dependence on the stratigraphy, the article details the existing subjective views and completes the information about the facial variability of the partial units of the Magura flysch.



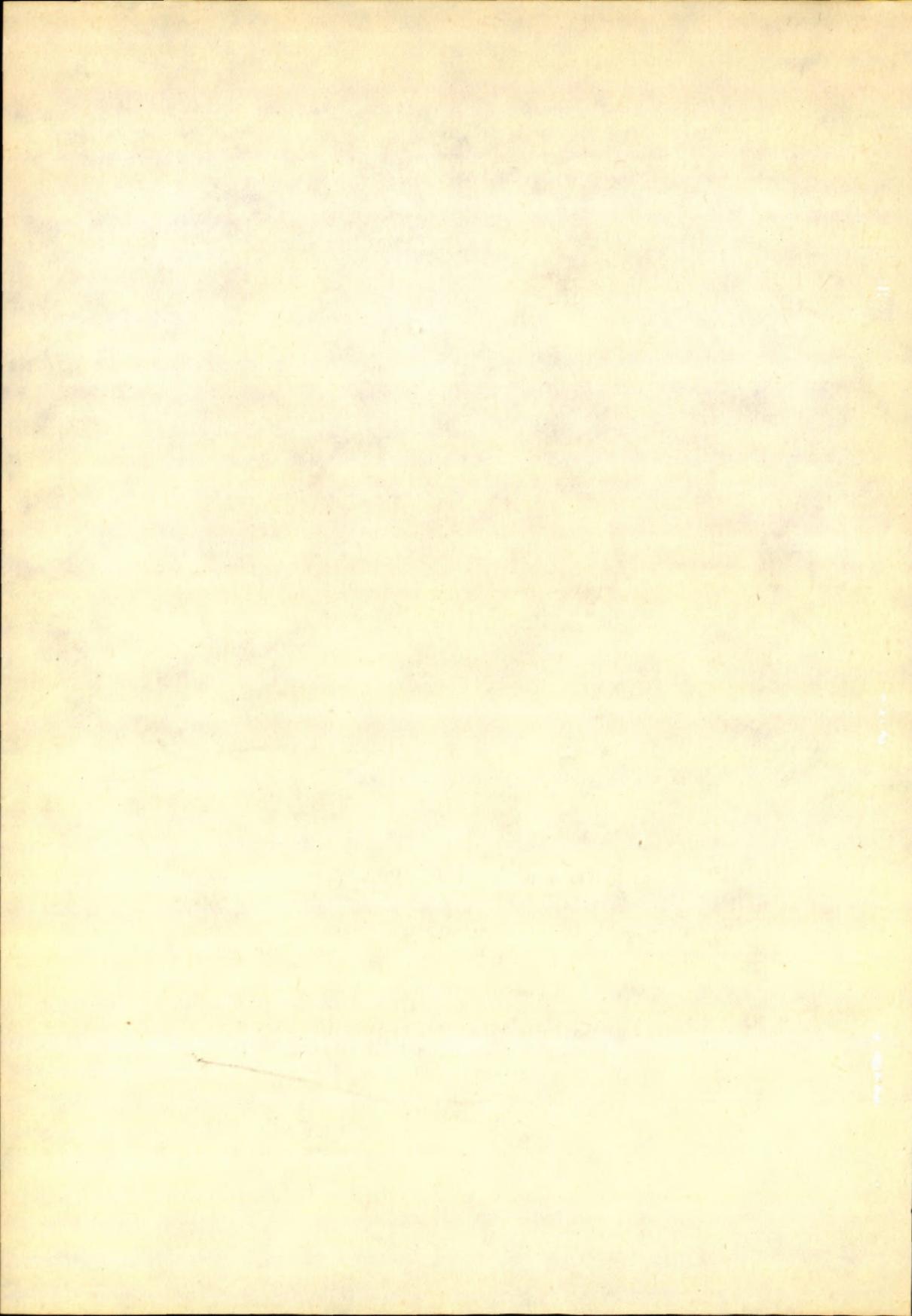
## GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 41

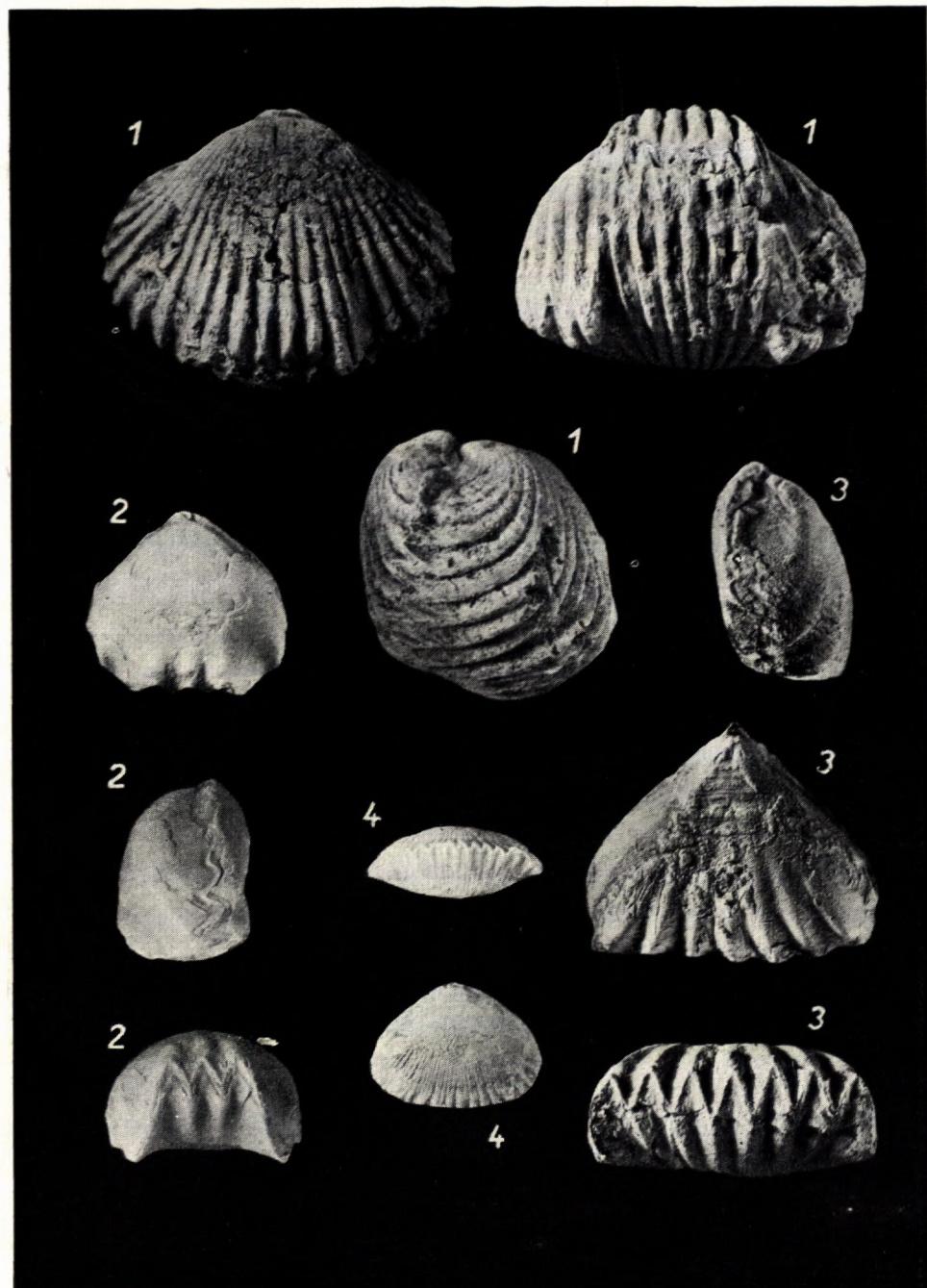
Vydał Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, vo Vydavatelstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1967

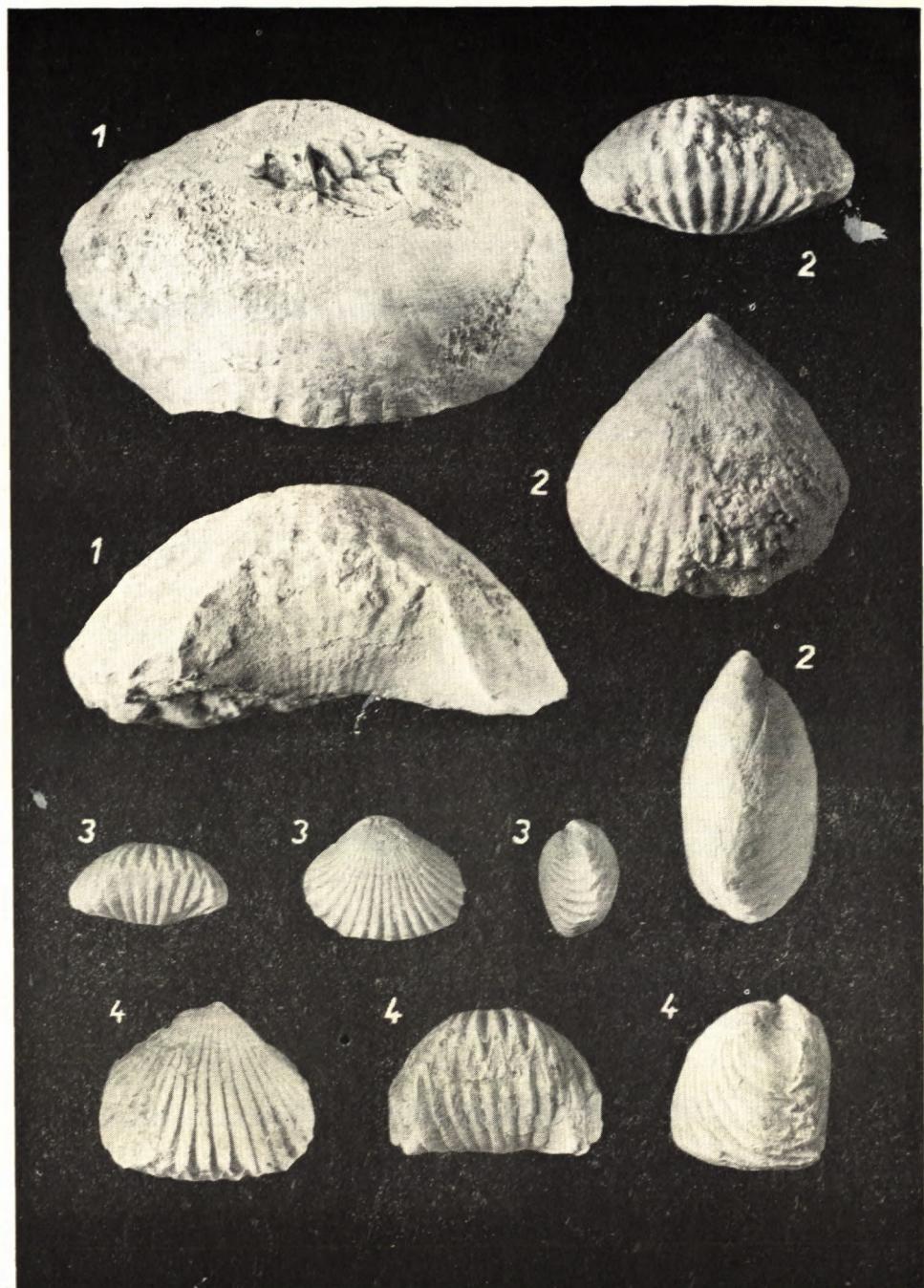
Vedecký redaktor Dr. Ondrej Samuel, CSc.

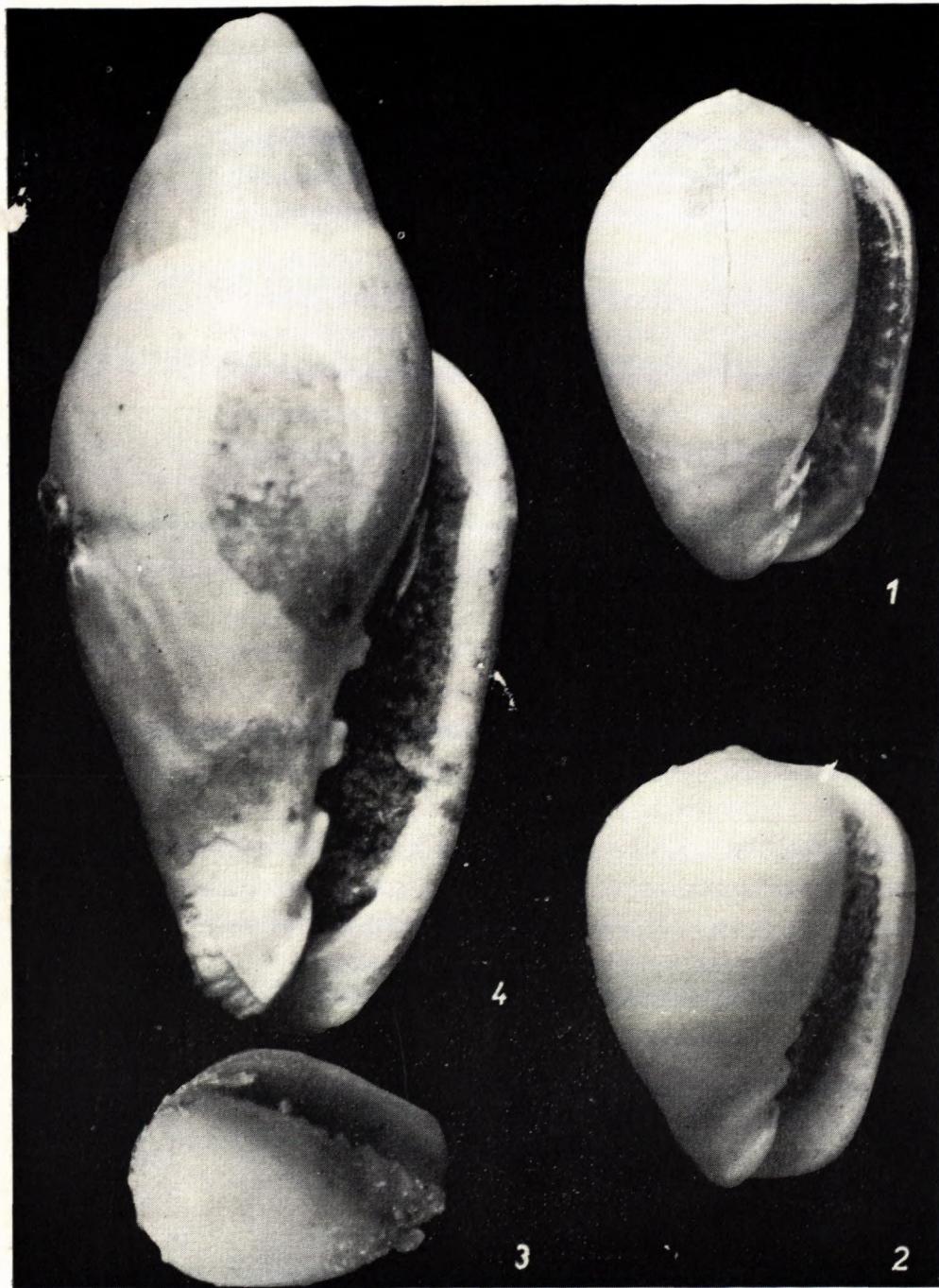
Pov. 1265/I-65. Vytlačila PRAVDA, vydavatelstvo ÚV KSS  
v Bratislave, písmom garmond Extendet AH 15,68, VH 16,10  
K-27\*71590

Cena brož. Kčs 20,—



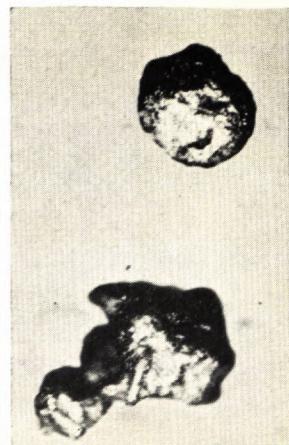




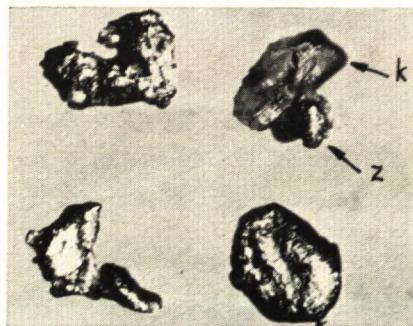




Obr. 1



Obr. 2



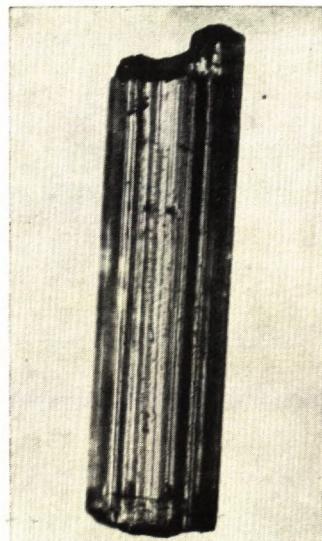
Obr. 3



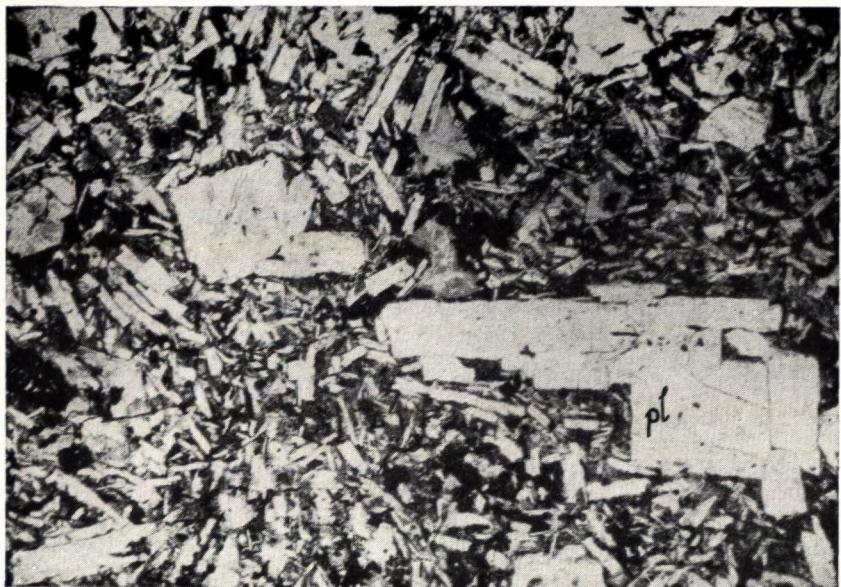
Obr. 4



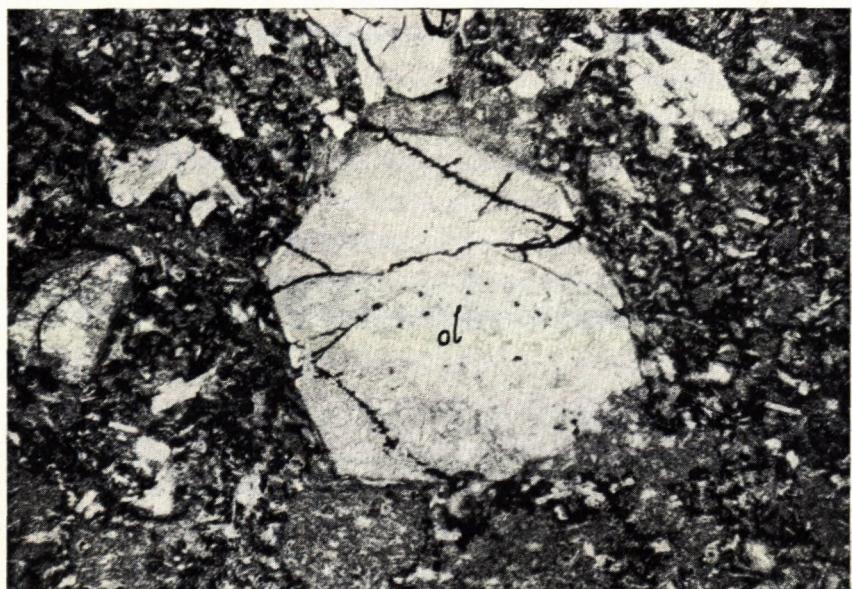
Obr. 5



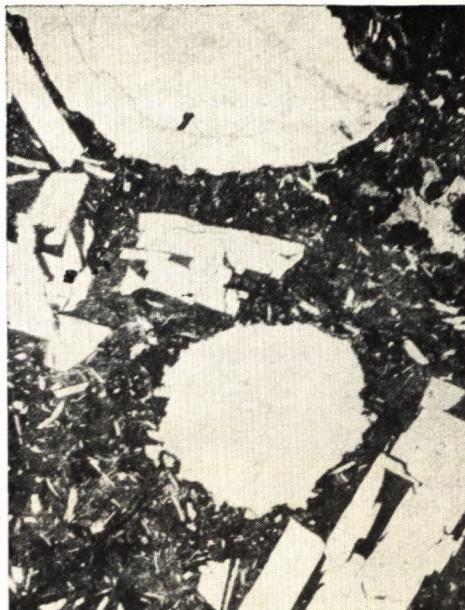
Obr. 6



Obr. 1



Obr. 2



Obr. 1



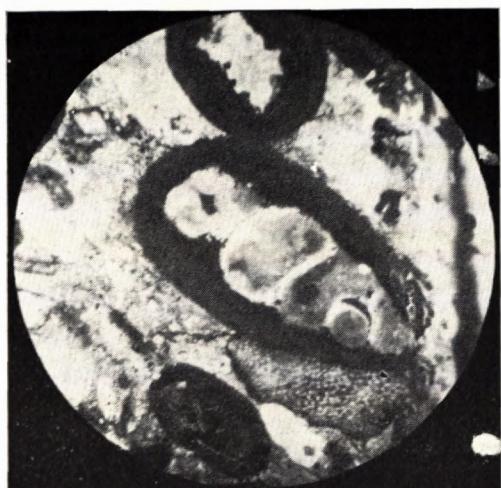
Obr. 2



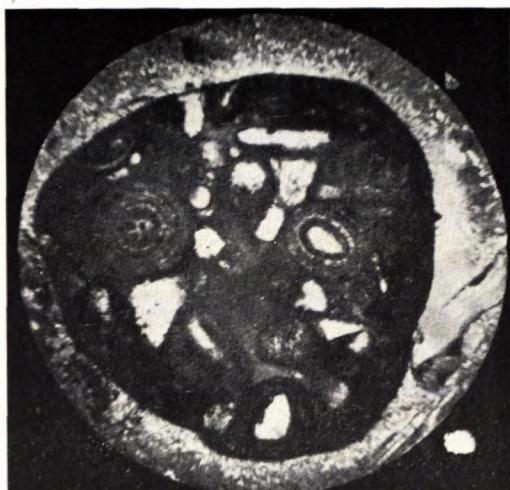
Obr. 3



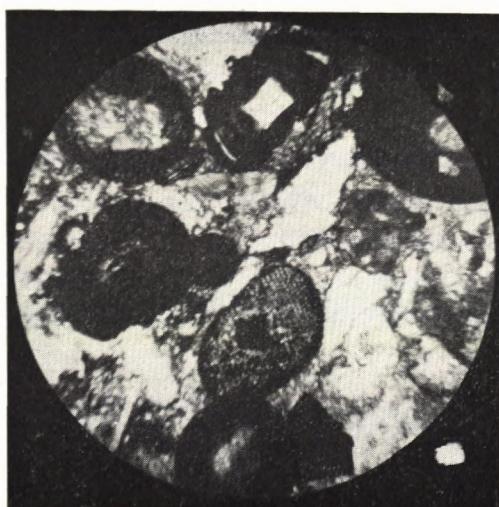
Obr. 4



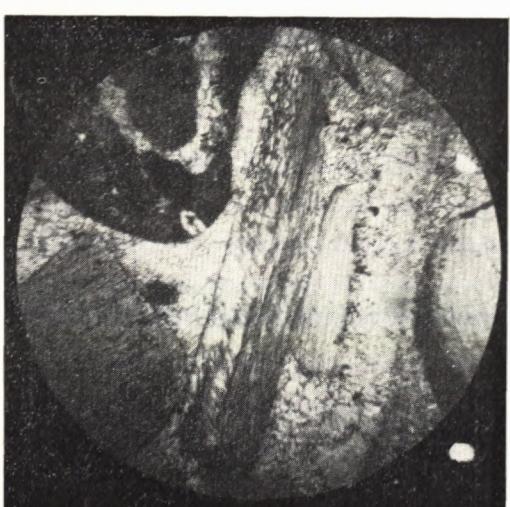
Obr. 1. Ooid-jádro tvořeno schránkou mlže; svrchní část jury. Zv. 22,5 ×.



Obr. 2. Ooid-jádro tvořeno oolitickým vápencem; svrch. část jury. Zv. 22,5 ×.



Obr. 3. Oolitický vápenec, jádra tvořena úlomky ostnokožců a klast. materiálem.  
Zv. 22,5 ×.



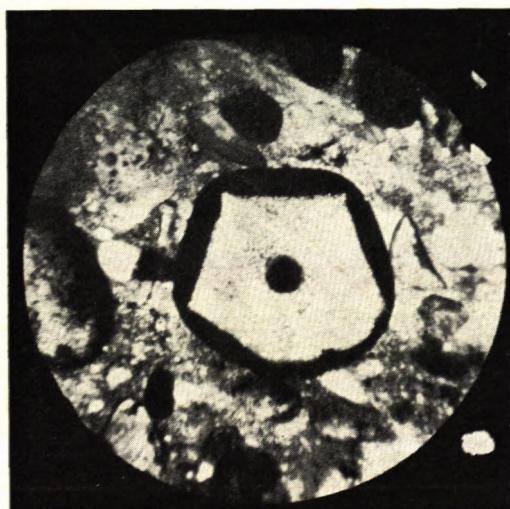
Obr. 4. Úlomky mlžů — vápenec ze svrchní části jury. Zv. 22,5 ×.



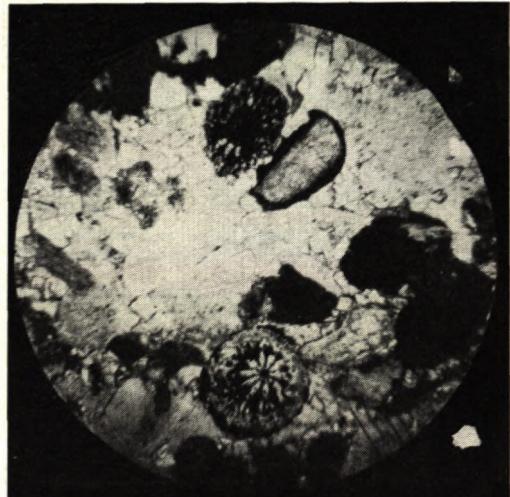
Obr. 1. Glaukonitizace biotitu. U některých zrn je zachována ještě původní struktura. Pískovec z bazální části spodního miocénu. Zvětšeno 22,5 ×.



Obr. 2. Ooid — jádro tvořeno schránkou mlže. Svrchní část jury. Zvětšeno 22,5 ×.



Obr. 3. Lilijice — příčný průřez stonkem. Svrchní část jury. Zvětšeno 22,5 ×.



Obr. 4. Ooidy — jádra tvořená ostnokožci. Svrchní část jury. Zvětšeno 22,5 ×.

