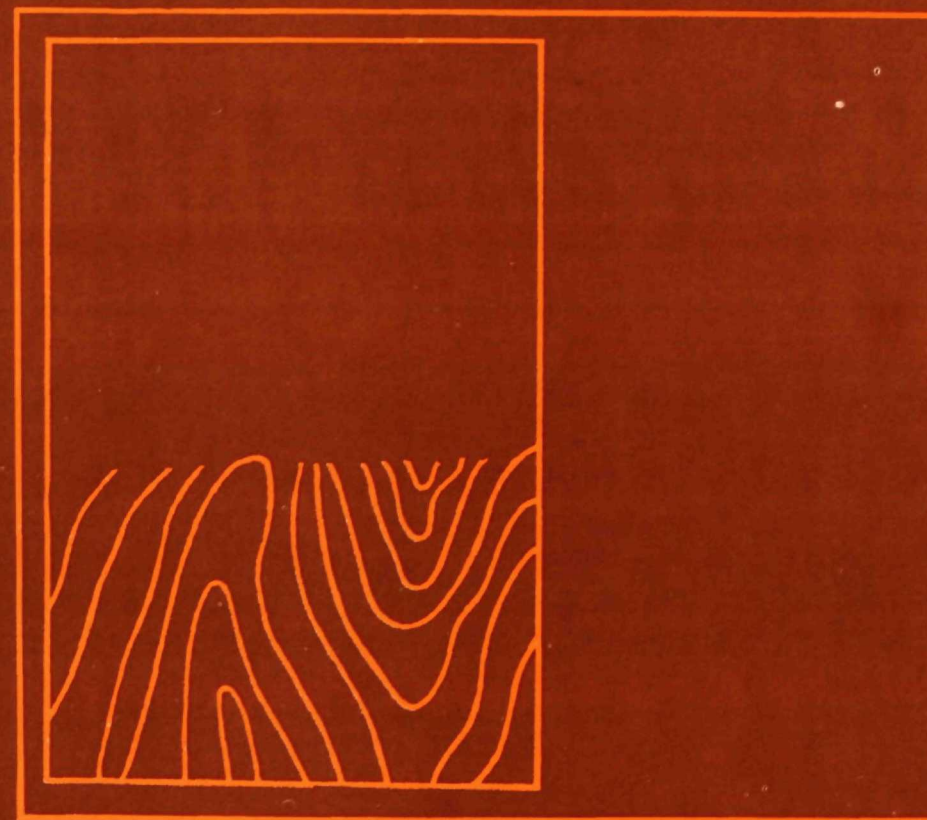


1 B 19 b

12/87

# GEOLOGICKE PRA'CE

CS ISSN 0435 - 4795



## SPRÁVY 84

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1986

GEOLOGICKÉ PRÁCE SPRÁVY 84

Tem. skup. 03/9  
Cena brož. Kčs 32,-



1 B 19 b  
Správy 84 ker

1986 VYDAVANÉ

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001016716

GEOLOGICKÉ PRÁCE  
SPRÁVY 84

Vydal Geologický ústav Dionýza Stúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave 1986

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.  
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková  
Jazyková redaktorka: Slavena Smolíková  
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava, písmom Times roku 1986. Fotografickú prílohu vytlačili Tlačiarenské závody Pravda. Náklad 650 výtlačkov, povolenie SÚKK 1197/1985. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 18,76, VH 19,06. Cena brož. výt. Kčs 32,—



**GEOLOGICKÉ PRÁCE**  
Správy 84

**NEPREDAJNÝ VÝTLAČOK**



### **Vedecký redaktor**

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

### **Redakčný okruh**

RNDr. Anton Biely, CSc., prof. Ing. František Cech, DrSc., člen korešpondent SAV Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Miroslav Harman, CSc., Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., RNDr. Michal Kaličiak, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Miroslav Račický, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. (predseda edičnej rady), prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc., RNDr. Jozef Vozár, CSc.



**GEOLOGICKÉ  
PRÁCE**

**SPRÁVY 84**

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1986



Geologický ústav Dionýza Stúra  
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 13196

kat. čís.: 12/1984

Kčs kúpa: 32.-

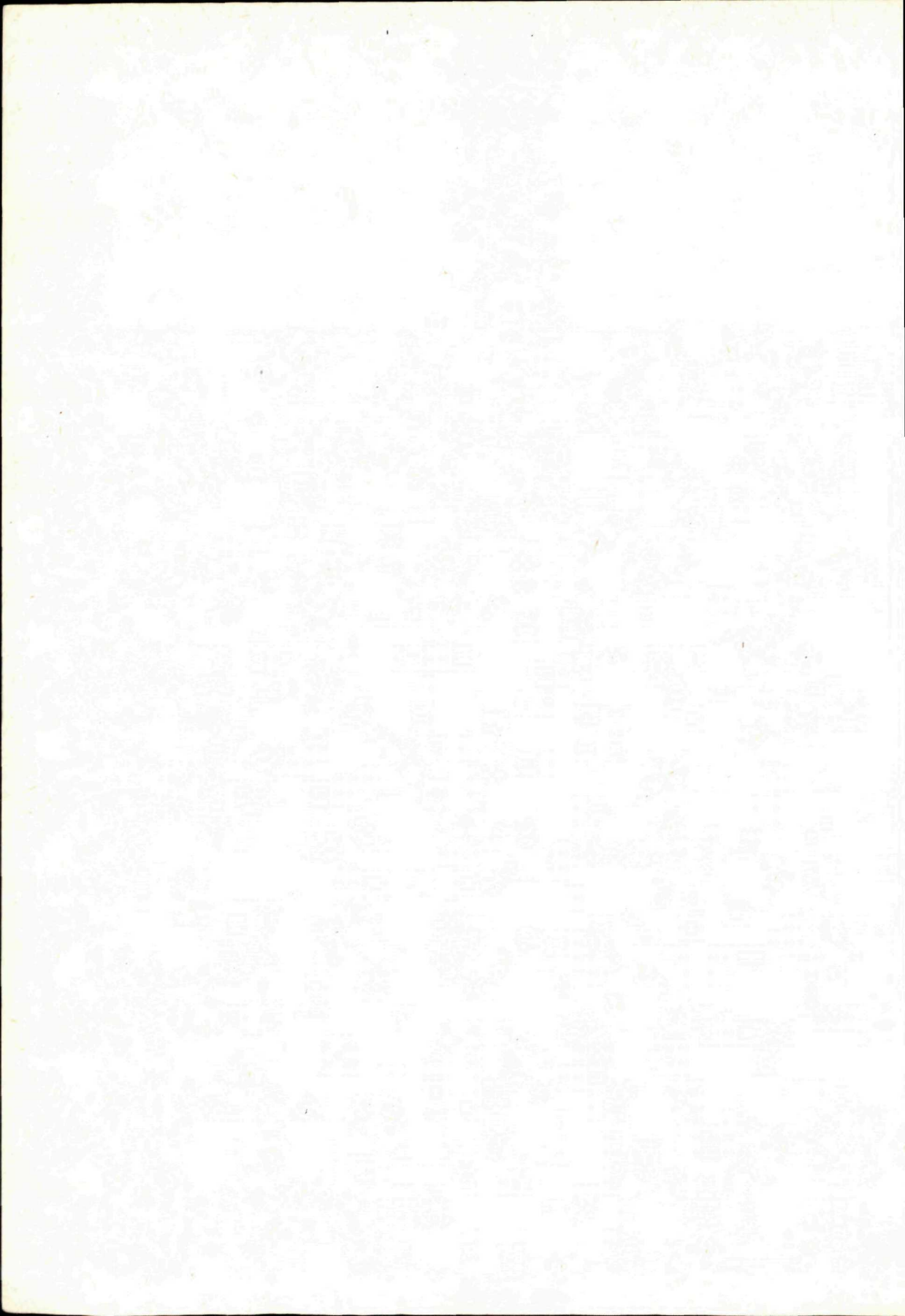
Kčs vým.: -

Kčs dar: -



Obsah — Contents

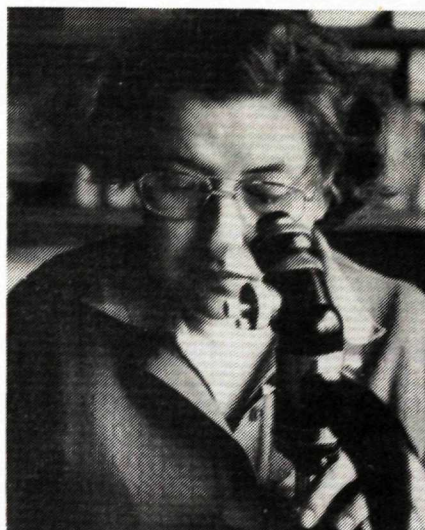
VASS, D.—HOJSTRIČOVÁ, V.: Manželia Karolusovci . . . . .	7
REICHWALDER, P.—SAMUEL, O.: Za RNDr. Jánom Kyselom . . . . .	17
SAMUEL, O.: Za priateľom RNDr. Karolom Borzom, DrSc. . . . .	19
VASS, D.—REICHWALDER, P.: K šesťdesiatinám RNDr. Jána Gašparika, CSc. . . . .	27
VÁŠKOVSKÝ, I.: RNDr. Vojen Ložek, DrSc., šesťdesiatročný . . . . .	31
FUŠÁK, O.: K životnému jubileu Ing. Jaroslava Ibrmajera, DrSc. . . . .	35
MOLÁK, B.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—FRANCÚ, J.: Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkych Tatier v oblasti Jasenia — Early Paleozoic metasediments on the southern Slopes of the Nízke Tatry Mts. in the Area of Jasenie Village . . . . .	39
PUTIŠ, M.: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca — Contribution to knowledge of Late Paleozoic of Považský Inovec Mts. . . . .	65
SNOPKOVÁ, P.—GROSS, P.: Nové poznatky o veku bielopotockého súvrstvia na Orave — New data on age of Biely Potok Formation . . . . .	85
GHENEÁ, C.: Romanian in the Dacic Basin (Romania) Litho- and Biostratigraphic Considerations — Румын в дацитовых бассейнах, лито- и биостратиграфические данные . . . . .	95
PLANDEROVÁ, E.: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia — Biostratigraphic evaluation of sediments of Poltár Formation . . . . .	113
BIELIK, M.—FUSÁN, O.—PLANČÁR, J.—BIELA, A.—TÚNYI, I.: Niektoré nové poznatky o hlbinej stavbe podunajskej panvy — New information on subsurgace of Danube Basin . . . . .	119
VASS, D.—ELEČKO, M.—PRISTAŠ, J.: Klenba Cerovej vrchoviny — mladá štruktúra na južnom Slovensku — Dome of Cerová vrchovina upland — young structure in South Slovakia . . . . .	135
VÁŠKOVSKÝ, I.: Príspevok k tektonike územia Veľkej Bratislavy-juh — On tectonics of southern part of area of Veľká Bratislava . . . . .	141
GROSS, P.: Nález tufitických pieskovcov vo vnútrokarpatskom paleogéne Oravy — Tuffite sandstone in Inner Carpathian Paleogene of Orava . . . . .	157
MAJER, V.—MRÁZEK, P.: Adsorpční vlastnosti metasilicitu českého svrchního proterozoika — Adsorption properties of metasilicites of Bohemian Upper Proterozoic . . . . .	165
ONDRA, P.—HANÁK, J.: Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogenní pánve a jejich geologické interpretace — Physical properties of rocks in East-Slovakian Neogene Basin and their geological interpretation . . . . .	173
VÁŠKOVSKÝ, I.: Recenzia — Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols . . . . .	195
MALÍK, P.: 27. medzinárodný geologický kongres v Moskve . . . . .	197





*Manželia Karolusovci*

*Karol (23. 2. 1925 — 18. 3. 1985) a Eva (3. 11. 1929 — 6. 2. 1986)*



S časovým odstupom necelého roka opustili rady slovenských geológov dvaja poprední vedeckí pracovníci — Karol a Eva Karolusovci. Oboch spájaj nielen manželský zväzok, ale aj zánietenie pre slovenské neovulkanity, ktorým zasvätili svoj intelekt a svoje celoživotné dielo.

RNDr. Karol Karolus, CSc., sa narodil 23. 2. 1925 v Hronskom Beňadiku v rodine robotníka. Základné vzdelanie získal v rodnej obci. Gymnaziálne štúdiá začal v Leviciach, po zabratí južných oblastí Slovenska Maďarmi pokračoval v štúdiu v Zlatých Moravciach, potom v Martine a v r. 1947 zmaturoval na gymnáziu v Zlatých Moravciach. Rok pracoval na Povereníctve financií v Bratislave. V r. 1948 sa zapísal na Lekársku fakultu Univerzity Komenského v Bratislave, odkiaľ po dvoch semestroch prestúpil na Prírodovedeckú fakultu, kde študoval odbor prírodopis-chémia. Po vytvorení Fakulty geologicko-geografických vied prešiel študovať na novozriadenú fakultu, odbor mineralógia-petrografia.

Po absolvovaní vysokoškolských štúdií sa stal v r. 1953 zamestnancom Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Počas prvých rokov odbornej praxe sa venoval problematike nerudných surovín (ozdobné kamene, stavebné kamene, tufy



ako ľahčené stavebné hmoty, vápence). Už v tomto počiatočnom období sa jeho odborný a vedecký záujem začal sústreďovať na stredoslovenské neovulkanity. Ich problematike venoval svoje prvé pôvodné vedecké práce (1—3). Od roku 1956 sa problematike stredoslovenských neovulkanitov plne venoval. Ako člen tvorivého tímu, ktorý viedol prof RNDr. M. Kuthan, CSc., podieľal sa na prvom komplexnom výskume slovenských neovulkanických pohorí, pre účely zostavenia základnej geologickej mapy ČSSR v mierke 1:200 000. Svoje poznatky predložil na XII. zjazde Čsl. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu (4), na V. kongrese KBGA v Bukurešti (5). Už vtedy sa zamerl na jednu z panenských disciplín v skúmaní neovulkanitov Slovenska: na petrochémiu vulkanických hornín. Tejto problematike venoval veľa úsilia a z tohoto oboru predložil aj svoju kandidátsku dizertačnú prácu (1966).

Petrograficko-petrochemické parametre neovulkanických hornín stredného a východného Slovenska porovnával s neovulkanickými horninovými asociáciami Karpát, definoval charakteristické vulkanické asociácie Karpát a porovnal ich so svetovými štandardnými typmi vulkanitov (5, 11, 19, 22, 28, 36, 40, 41). Podal tiež súbornú petrograficko-petrochemickú charakteristiku neovulkanitov Slovenska pre súborné dielo o regionálnej geológii ČSSR (13). V súvisi s petrograficko-petrochemickým skúmaním aplikoval na neovulkanity Slovenska viaceré klasifikačné systémy, zvlášť Ritmanov a Streckeissenov.

Popri tejto špecializovanej téme nezabúdaj na výskum v teréne. Pokračoval v skúmaní štiavnického stratovulkánu (18, 21, 35, 37), pracoval vo vulkanitoch Burdy pri Štúrove (7, 44) a zvláštnu pozornosť venoval vulkanitom Pohronského Inovca (8, 10, 18, 20, 23, 29, 38, 43, 45, 47, 48). Výsledky jeho práce boli využité i pri zostavovaní početných listov geologickej mapy v mierke 1:25 000 v oblasti Pohronského Inovca aj na jeho periférii a pri zostavovaní geologickej mapy 1:50 000 regiónu sv. a jv. časť Podunajskej nížiny (44, 49). Jeho práce regionálneho charakteru obsahujú rad závažných petrografických, vulkanologických, petrochemických a štruktúrnotektonických poznatkov. Sú v nich aj poznatky, ktorých výsledkom bolo objasnenie veku vulkanitov a ich vzťahu k sedimentárnym súvrstviam na periférii vulkanických pohorí (25, 37).

Predložil niekoľko prác, v ktorých zovšeobecňoval nové poznatky o neovulkanitoch Slovenska (6, 9, 13, 14—16, 26, 34) i niekoľko špeciálnych prác venovaných problematike paleomagnetizmu neovulkanitov (12) či prvoopisu minerálu alunitu zo Štiavnických vrchov (17).

Významný bol jeho podiel na riešení stavby podložia stredoslovenských neovulkanitov. Bol hlavným koordinátorom tejto úlohy od roku 1968 do jej ukončenia v r. 1979; v jej rámci boli hĺbené početné hlboké štruktúrne vrty a uskutočnil sa rozsiahly geofyzikálny výskum. Dr. Karolus sa podieľal na syntéze poznatkov získaných z tohoto rozsiahleho a nákladného výskumu, ako aj na zostavení hlavných realizačných výstupov úlohy. Niektoré čiastkové výsledky publikoval (27, 30, 31, 33, 34, 35, 42).

Ako popredný znalec stredoslovenských neovulkanitov podieľal sa na príprave viacerých exkurzií, či už pre domácich alebo pre zahraničných odborníkov (4, 14, 23, 24, 46). Nové poznatky o slovenských neovulkanitoch a o ich petrochemickej



korelácii v rámci Karpát predkladal na celoslovenských geologických konferenciách (26, 43) na konferenciách a seminároch (20, 21, 43, 45), na zjazdoch KBGA (5, 28, 29, 31, 32, 40, 41) aj na 23. medzinárodnom geologickom kongrese v Prahe (14, 15, 16). Niektoré výsledky výskumu publikoval spolu so zahraničnými odborníkmi (39).

Dr. Karolus zastával aj organizačné funkcie. V rokoch 1965—1966 bol vedúcim oddelenia neovulkanitov na GÚDŠ, viedol viaceré výskumné a tematické úlohy, bol spoluautorom niekoľkých ideových a vykonávacích projektov štátnych výskumných úloh.

RNDr. Eva Karolusová, CSc., (rodným menom Kočiščáková) sa narodila 3. 11. 1929 v Košiciach, kde prežila mladosť a ukončila stredoškolské vzdelanie. V štúdiu pokračovala na Prírodovedeckej fakulte univerzity Komenského v Bratislave, zvoliac si študijný odbor prírodopis-chémia, neskoršie, po sformovaní geologických študijných odborov, sa špecializovala na petrografiю a mineralógiю. Ešte počas vysokoškolského štúdia pôsobila ako pomocná asistentka Pedagogickej fakulty univerzity Komenského a po skončení štúdií v r. 1953 bol jej prvým pracoviskom Ústav stavebných hmôt a konštrukcií v Bratislave; tu sa pracovne zamerala na sedimentárnu petrografiю. Od roku 1956 pracovala na Geologickom ústave Dionýza Štúra a tomuto pracovisku ostala verná do konca života.

Jej vedecká a odborná práca mala za cieľ predovšetkým skúmanie slovenských neovulkanitov. V prvých rokoch svojej odbornej praxe sa podieľala na prehľadnom geologickom výskume väčšiny neovulkanických pohorí Slovenska, ktorý sa uplatnil pri zostavovaní Základnej geologickej mapy ČSSR 1:200 000. Jej petrografické analýzy boli využité pri zostavovaní viacerých listov tejto mapy. Patrí medzi prvých priekopníkov skúmania vulkanoklastík v komplexoch slovenských neovulkanitov. Skúmala vulkanoklastiká na južnej periférii Pohronského Inovca (3), vulkanoklastiká cerovej bazaltovej formácie (Cerová vrchovina na j. Slovensku; 6), prevažne ryolitové vulkanoklastiká na okraji Zemplínskych vrchov (8), andezitové vulkanoklastiká Burdy (14), vulkanoklastiká bazálnych andezitových formácií stredoslovenských neovulkanitov (12, 21), andezitové vulkanoklastiká pri Hrušove — Krupinská planina (13), na severnom okraji Rimavskej kotliny (18), v Hornonitrianskej kotline (23) a pokúsila sa o koreláciu vulkanoklastík vyplňujúcich Zvolenskú kotlinu s vulkanitmi Kremnického pohoria (30). Opísala prvý nález vulkanického popola v kvartérnych sprašiach Podunajskej nížiny (20). Vypracovala tiež prvú slovenskú klasifikáciu vulkanoklastík (11). Litofaciálne a petrografické skúmanie bazálnych pyroklastík v areáli stredoslovenských neovulkanitov si zvolila za tému svojej dizertačnej práce, ktorú obhájila v roku 1968.

S manželom spolupracovala na regionálnom výskume vulkanických pohorí: skúmala vulkanity budujúce Burdu (9, 14), ale zvlášť Pohronský Inovec (10, 37), z ktorého spolu s manželom opísali špecifický typ vulkanitov — ignimbrity (31) a podali ich petrografickú definíciu (36).

Petrografické analýzy Dr. Karolusovej prispeli k zostaveniu viacerých listov geologickej mapy ČSSR v mierke 1:25 000 a k zostaveniu regionálnej geologickej mapy 1:50 000 severovýchodnej časti Podunajskej nížiny (50).



V súvisi s rozsiahlym projektom výskumu podložia stredoslovenských neovulkanitov skúmala petrografiю vulkanických komplexov z početných hlbokých vrtov. Časť poznatkov publikovala (12, 15, 33), časť je obsiahnutá v rukopisoch a uložená v Geofonde. Ako skúsená petrografka podieľala sa na riešení metalogenézy v oblasti štiavnického stratovulkánu.

V zrelom období svojho tvorivého života zúžitkovala bohaté skúsenosti a poznatky o stredoslovenských neovulkanitoch a premietla ich do úvah o petrogenéze andezitov, o priebehu kryštalizácie minerálnych fáz v leukokrátnych a pyroxenických andezitoch Pohronského Inovca (34, 35, 38). Spolu s manželom opísala prvý nález alunitu zo Štiavnických vrchov (19). Zaoberala sa problematikou genézy granátov v granátových andezitoch (26), študovala chemické zloženie amfibolov zo stredoslovenských andezitov (29, 39). Ako skúsená petrografka vyjadrovala sa tiež k problematike terminológie (25) a klasifikácie neovulkanických hornín s ohľadom na ich modálne zloženie (32).

Dr. Karolusová bola vo svojej vedeckej práci priekopníčkou moderných metód výskumu. Bola medzi prvými petrografmi, ktorí skúmali minerály porfyrických výrastlíc neovulkanických hornín pomocou elektrónového mikroanalyzátora a röntgenového elektrónového mikroskopu (22, 24).

Jej posledné práce boli venované problematike geochemie neovulkanitov a ich hydrotermálnym i hypergenným premenám (42, 44, 46, 47, 48, 49). Výsledky jej petrografických výskumov boli využité tiež pri priemyselnom spracovávaní slovenských čadičov (40, 43).

Svojimi širokými znalosťami slovenských neovulkanitov aktívne prispievala k úspešnému priebehu významných domácich i medzinárodných geologických podujatí, ako bol 23. a 27. Medzinárodný geologický kongres (16, 17, 46) a kongresy KBGA v Bratislave a v Kyjeve (28, 37, 39), zjazdy Čsl. spoločnosti pre mineralógiю a geológiю (7), odborné semináre a konferencie (27, 37, 40, 41).

Popri svojej vedeckej práci si Dr. Karolusová vedela nájsť čas na mravčiu prácu v oblasti bibliografie. Zostavila prvú bibliografiю neovulkanitov Slovenska od raných počiatkov ich geologického výskumu (prvá citovaná práca je zo 16. storočia) až do konca roku 1958 (5). Spolupracovala pri zostavovaní topografickej mineralógie Slovenska a pri zostavovaní slovensko-maďarského prekladového slovníka.

Manželia Eva a Karol Karolusovci patrili k popredným vedeckým pracovníkom Geologického ústavu Dionýza Štúra. Boli spoluzakladateľmi a oporami prvého tvorivého tímu vedeckých pracovníkov a špecialistov zaoberajúcich sa komplexným výskumom neovulkanitov Slovenska. Ich vedecká práca významným spôsobom prispela k zásadnému pokroku v poznávaní stavby a geologického vývoja Západných Karpát. Svojím celoživotným dielom sa natrvalo zapísali do histórie geologického výskumu na Slovensku.

Dionýz Vass  
Viera Hojstričová



## ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁC RNDr. KAROLA KAROLUSA, CSc.

1. KAROLUS, K. 1954: Petrografický popis niektorých pyroklastík Štiavnického pohoria. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 118—121.
2. KAROLUS, K. 1954: Zpráva o geologickom výskume územia Banská Štiavnica — Ilija — Svätý Anton. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 115—117.
3. KAROLUS, K. 1957: Príspevok k makrotexturálnym znakom intruzív a efuzív. Geol. Práce, Zošit 49, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 32—55.
4. KAROLUS, K. in KUTHAN, M. et al. 1961: Sekcia D — neovulkanity. Sjazdový sprievodca — XII. sjazdu Čsl. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Bratislava, 115—132.
5. KAROLUS, K. 1963: Zur Petrographie und Petrochemie der jungen Eruptivgesteine der Slōwakiei. Communications scientifiques. I-ère section: Mineralogie — Petrographie. CBGA V-e Congrès 1961, Bucuresti, 87—91.
6. KAROLUS, K. 1964: Slovenské neovulkanity. Úvodná správa. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 181—182.
7. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1964: Správa o geologicko-petrografických pomeroch neovulkanitov Kováčovských kopcov. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 193.
8. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1964: Správa o geologických výskumoch neovulkanitov Hronského Inovca, Kozmálovských kopcov a jz. časti Štiavnického pohoria. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Slovensko, Bratislava, 191—192.
9. KAROLUS, K. 1965: Základný geologický výskum neovulkanitov. Neovulkanity — Úvodná správa. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, 2, Slovensko, Bratislava, 118—119.
10. KAROLUS, K. 1965: Správa o geologickom výskume na liste Nová Baňa. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, 2, Slovensko, Bratislava, 119—120.
11. KAROLUS, K. 1965: Contribution to the chemistry of Carpathian neovolcanic rocks. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 265—282.
12. NAIRN, A. E. — KAROLUS, K. 1965: A preliminary paleomagnetic study of the rocks of the Central Slovakian igneous province. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 149—172.
13. KAROLUS, K. 1968: Petrographie and petrochemistry of subsequent and final volcanic rocks — in Kuthan, M.: Young volcanic rocks of the Carpathians in Slovakia, Regional geology of Czechoslovakia, Part II, The West Carpathians (edit. Mahel, M. — Buday, T.) Academia, Praha, 652—659.
14. KAROLUS, K. — FORGÁČ, J. — KONEČNÝ, V. 1968: Neovolcanics of the West Carpathians. Int. Geol. Congr., XXIII<sup>rd</sup> Sess. Guide to excursion 18 AC, Praha, 1—44.
15. KAROLUS, K. in FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — KONEČNÝ, V. — KUTHAN, M. 1968: Subsequent and final volcanism of the West Carpathians. Int. Geol. Congr. Report of the XXIII<sup>rd</sup> Session. Czechoslovakia, 1968, Abstracts, Academia Praha, 47—48.
16. KAROLUS, K. in FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. — KONEČNÝ, V. — KUTHAN, M. 1968: Subsequent and final volcanism in the West Carpathians (Central Slovakian Region) Rep. of XXIII Sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968 — Proc. of sect. 2, Volcanism and tectogenesis. Int. Geol. Congr. 1968, Ústř. Úst. geol., Praha, 133—138.
17. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1969: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí. Geol. Práce, Správy 49, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 173—179.
18. KAROLUS, K. — FORGÁČ, J. 1969: Prehľad vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a Hronskom Inovci. Mineralia slovaci 1, 3—4, Bratislava, 197—205.
19. KAROLUS, K. 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov, Západné Karpaty, 12, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 85—136.
20. KAROLUS, K. 1972: Geologický a vulkanotektonický vývoj pohoria Hronský Inovec a Kozmálovských kopcov. Abstrakty referátov. I. vedecká geol. konferencia absolventov PFUK, Bratislava, 42—43.
21. KAROLUS, K. — HOJSTRICHOVÁ, V. 1972: Hlbinná stavba severných častí Štiavnického pohoria. Abstrakty referátov. I. vedecká geol. konferencia absolventov PFUK, Prírodov. Fakulta Univ. Komenského, Bratislava, 44—45.
22. KAROLUS, K. 1973: Chemical composition of neovolcanics in the region Central Slovakia, the West and East Carpathian Area. Geol. Zborn. Geologica carpath., 24, 1, Bratislava, 53—74.



23. KAROLUS, K. 1973: Obyce (Hronský Inovec Mts.) — Ignimbrites. Core mountains and Veporide crystalline complexes Paleozoic of Gemerides and neovolcanics of Central Slovakia. Guide to excursion C. X.<sup>th</sup> Congress of CBGA. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 66—67.
24. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1973: Breziny — Hornblende andesite with garnet. Core mountains and Veporide crystalline complexes Paleozoic of Gemerides and neovolcanism of Central Slovakia. Guide to excursion C.X.<sup>th</sup> Congress of CBGA. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 56—58.
25. KAROLUS, K. — VAŇOVÁ, M. 1973: Beziehung der sarmatischen Sedimente zu den Neovolkaniten der mittleren Slowakei. Geol. Práce. Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 155—182.
26. FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — SLÁVIK, J. 1974: Neogénny vulkanizmus Západných Karpát. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie v r. 1972, Sekcia geologická stavba, Slov. geol. Úrad, Bratislava, 137—144.
27. KAROLUS, K. — VOZÁR, J. 1974: Morphotektonischer Plan des Untergrundes der Mittelslovakischen Neovolkanite. Sbor. geol. Věd, Geologie 26, Praha, 227—232.
28. KAROLUS, K. 1975: An integral compositional characteristics of Carpathian neovolcanics and their comparison with other volcanic associations. Section IV. Magmatism, volcanism, metamorphism. Proceedings of the X<sup>th</sup> Congress CBGA 1973, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115—118.
29. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1975: Ignimbrites of an intermediate composition in the south-western portion of the Central Slovakian neovolcanic region. Sektion IV. Magmatism, volcanism, metamorphism. Proceedings of the Xth. Congress CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—123.
30. KAROLUS, K. — MIKO, O. 1975: Kryštalínium v podloží neovolkanitov Pohronského Inovca pri Novej Bani. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—171.
31. KAROLUS, K. — VOZÁR, J. 1975: Beitrag zur Kenntnis des Tiefen Baues der mittelslowakischen Neovolkanite und ihres Liegenden. Section III. Tectonics — Proceeding of the Xth. Congress CBGA 1973, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 188—203.
32. KAROLUS, K. — FORGÁČ, J. — KAROLUSOVÁ, E. 1975: Problems of classification and nomenclature of volcanic rocks with partially known modal composition. Section IV. Magmatism, volcanism, metamorphism. Proceeding of the Xth. Congress CBGA 1973, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 124—127.
33. KAROLUS, K. 1976: Geologické a štruktúrnotektonické pomery Pliešovskej kotliny z vrtu GK-8 pri Ostrej Lúke. Geol. Práce. Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—36.
34. FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. 1976: Pozícia a vzťah mladých pyroxenických andezitov k biotiticko-amfibolicko-andezitovému komplexu. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—130.
35. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1976: Bazaltová dajka z vrtu KOV-42 pri Kalvárii v Banskej Štiavnici. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—147.
36. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. — KRISTÍN, J. 1977: Petrological investigation of leucocratic andesite on the basis of chemical composition of individual components and of the whole rock on vertical cross section of lava streams. Geol. Zborn. Geologica carpathica 28, 1, Bratislava, 137—156.
37. KAROLUS, K. 1978: K otázke veku vulkanických prejavov v stredoslovenskej oblasti. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101—111.
38. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1978: Petrologia produktov ignimbritového vulkanizmu v Stiavnickom pohorí a v Pohronskom Inovci. Západné Karpaty, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—178.
39. LORDKIPANIDZE, M. B. — NADAREJŠVILI, G. Š. — FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — KONEČNÝ, V. — LEXA, J. 1978: Kenozoický vulkanizmus Kaukazu a Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 305—342.
40. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1980: Vulkanizmus leukokrátnych andezitov v neovulkaničskej oblasti Strednej Slovakii. Materiály XI. Kongressa KBGA, Mineralogia i geochemia „Naukova Dumka“, Kiev, 35—41.
41. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1980: Mineralogo-petrografičeskij i chimičeskij sostav nekotorych andezitov Srednej Slovakii. Materiály XI. Kongressa KBGA. Mineralog. i geochem. „Naukova Dumka“, Kiev, 42—53.
42. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1980: Geologická stavba neovolkanitov a morfológický plán ich podložia v pohorí Pohronský Inovec. Geofyzikálny výskum neovolkanitov Západných Karpát. Zborník referátov z odborného seminára 7.—9. okt. 1980 vo Zvolene, Bratislava, 33—36.



43. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1981: Pochované vulkanity v Bátovskej kotline. Sekcia 06 Geológia a surovinové zdroje neovulkanitov. IV. slov. geol. konf. Zborník referátov 4, Bratislava, 168—169.
44. KAROLUS, K. in VAŠKOVSKÝ, I. et al. 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape jv. časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 1—115.
45. KAROLUS, K. — BRLAY, A. 1983: Zrudnenie a jeho geologicko-štruktúrna predispozícia v novobansko-kľakovskom pásme. Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 185—196.
46. KAROLUS, K. 1984 in FUSÁN, O. — REICHWALDER, P. (edit.): The West Carpathians Mountains. Guide-book, Excursion 107. Int. Geol. Congr. XXVII session, 58—117.
47. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1987: Hydrotermálne premeny v horninách vulkanicko-subvulkanického komplexu Pohronského Inovca. Geol. Práce, Správy 86, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, v tlači.
48. KAROLUSOVÁ, E. — CAÑO, F. — KAROLUS, K. 1986: Klinoptilolitová a karbonátová mineralizácia v kozárovskom kameňolome. Geol. Práce, Správy 86, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, v tlači.
49. KAROLUS, K. in HÄRČÁR, J. et al. 19: Vysvetlivky ku geologickej mape sv. časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, v tlači.

#### ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁČ RNDr. EVY KAROLUSOVEJ, CSc.

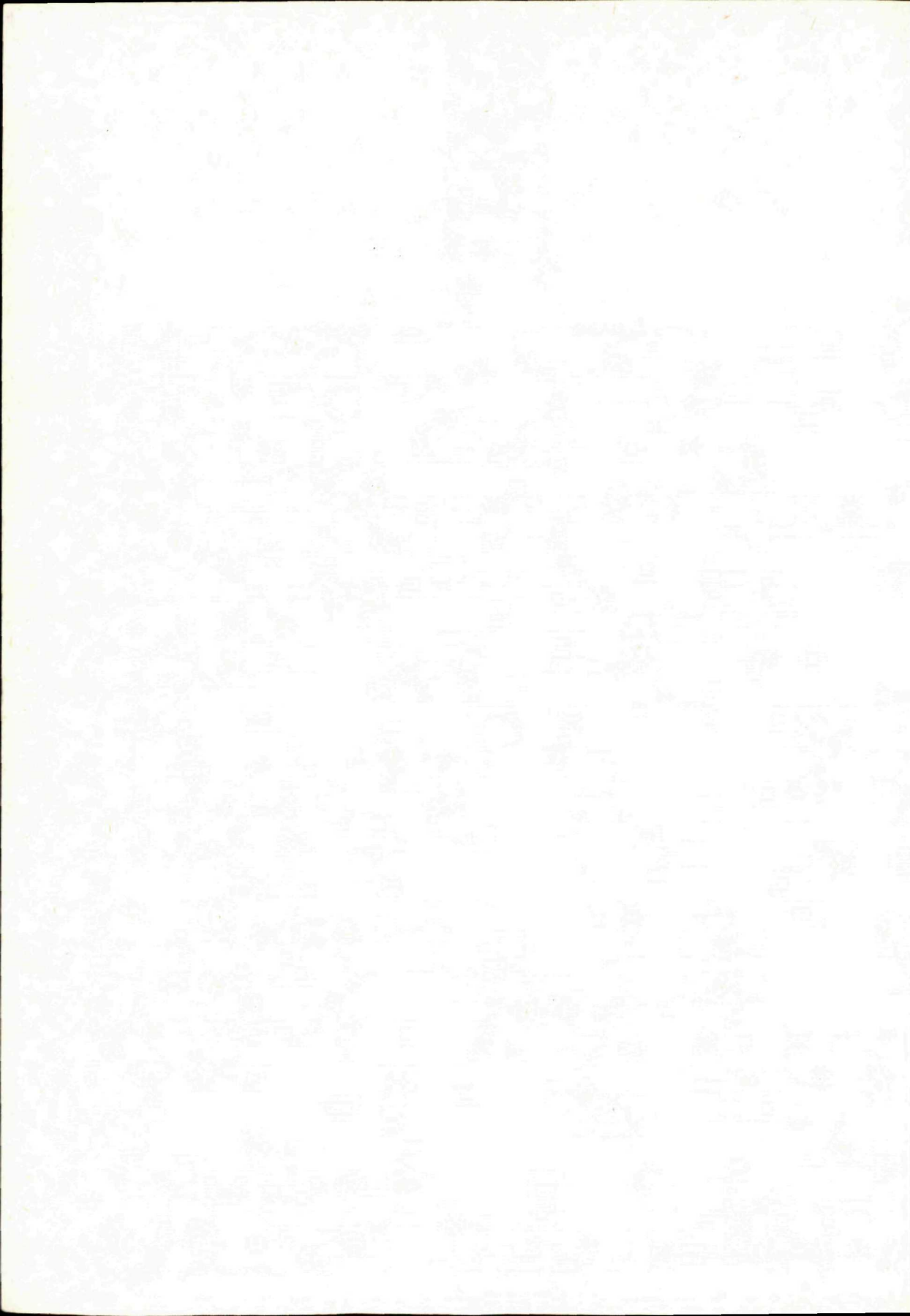
1. KOČIŠČÁKOVÁ, E. 1954: Predbežná správa o geologickom mapovaní v okolí Banskej Štiavnice. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 113—115.
2. KOČIŠČÁKOVÁ, E. 1954: Príčiny serpentinizácie niektorých ultrabázických masívok v Spišskogemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 63—65.
3. KAROLUSOVÁ, E. 1956: Petrografická a petrochemická povaha tufov z Dolných Brhloviec a Čajkova. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 43—51.
4. KAROLUSOVÁ, E. — KOČIŠČÁKOVÁ, E. 1958: Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. Práce, Zošit 49, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 78—108.
5. KAROLUSOVÁ, E. 1959: Bibliografia neovulkanitov Slovenska 1558—1958. Geol. Práce, Zošit 54 (príloha), Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 1—78.
6. KAROLUSOVÁ, E. 1959: O čadičovom pyroklastiku pri obci Šurice. Geol. Práce, Zošit 54, Bratislava, 145—168.
7. KAROLUSOVÁ, E. in KUTHAN, M. et al. 1961: Sekcia D — neovulkanity. Sjazdový sprievodca XII. zjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Bratislava, 115—132.
8. KAROLUSOVÁ, E. 1964: Výsledky sedimentárno-petrografických rozborov tufitov z okolia Slovenského Nového Mesta, Borše a Michafan. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Bratislava, 196—197.
9. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1964: Správy o geologicko-petrografických pomeroch neovulkanitov Kováčovských kopcov. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Bratislava, 1—193.
10. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1964: Správa o geologických výskumoch neovulkanitov Hronského Inovca, Kozmálovských kopcov a jz. časti Štiavnického pohoria. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, Bratislava, 191—192.
11. KAROLUSOVÁ, E. 1964: Klasifikácia a terminológia pyroklastických hornín. Geol. Práce, Správy 31, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 127—135.
12. KAROLUSOVÁ, E. 1965: Správa o štúdiu pyroklastického komplexu I. andezitovej fázy profilu vrtu GK-1. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, 2, Bratislava, 1—141.
13. KAROLUSOVÁ, E. 1965: Zdroj a genetické podmienky vzniku hrušovských tufitov. Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 161—167.
14. KAROLUSOVÁ, E. 1965: Pyroklastická Kováčovských kopcov a ich korelácia so susedným vulkanickým terénom. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 99—104.
15. KAROLUSOVÁ, E. 1968: Petrograficko-petrochemické zhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-2 pri obci Antol. Geol. Práce, Správy 46, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 101—108.
16. KAROLUSOVÁ, E. — FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — KONEČNÝ, V. — KUTHAN, M. 1968: Subsequent

- and final volcanism in the West Carpathians (Central-Slovakian Region). Report of XXIII sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968, Proc. of sect. 2, Volcanism and Tectogenesis, Ústr. Úst. geol. Praha, 133—138.
17. KAROLUSOVÁ, E. — FORGÁČ, J. — KAROLUS, K. — KONEČNÝ, V. — KUTHAN, M. 1968: Subsequent and final volcanism of the West Carpathians. Int. Geol. Congr. Report of the XXIII<sup>rd</sup> Session, Czechoslovakia 1968, Abstracts., Academia, Praha, 47—48.
  18. KAROLUSOVÁ, E. 1969: Litofaciálne štúdium andezitových tufitov v oblasti Nižná Pokoradz — Ratková. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—61.
  19. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1969: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí. Geol. Práce, Správy 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173—179.
  20. KAROLUSOVÁ, E. — VAŠKOVSKÝ, I. 1969: Prvý nález vulkanického popola v sprašiach komjatickej tehelne. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 192—198.
  21. KAROLUSOVÁ, E. 1970: Litofaciálne a petrografické štúdium bazálnych pyroklastík v areáli stredoslovenských neovulkanitov. Západné Karpaty, 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—84.
  22. KAROLUSOVÁ, E. 1970: Aplikácia analýzy röntgenovej mikrosondy v petrografii. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 203—210.
  23. KAROLUSOVÁ, E. 1970: Príspevok k petrografii tufitickej série v Nováčkej panve. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 277—283.
  24. KAROLUSOVÁ, E. 1971: Study of changes in chemism of some rockforming minerals by aid of microprobe on the example of andesite body. Geol. Zborn. Geologica carpathica 22, 2, Bratislava, 313—330.
  25. KAROLUSOVÁ, E. — FORGÁČ, J. 1972: Poznámky k doterajšej terminológii mladých vulkanických hornín. Geol. Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 201—213.
  26. KAROLUSOVÁ, E. 1972: Andezit z kameňolomu Bukovinka. Geol. Práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—86.
  27. KAROLUSOVÁ, E. 1972: Štúdium zakrytého erupčívneho telesa v pohorí Hronského Inovca. Abstrakty referátov I. vedecká geol. konferencia absolventov PFUK. Prírodov. Fakulta Univ. Komenského, Bratislava.
  28. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1973: Breziny — Hornblende andesite with garnet. Core mountains and Veporid crystalline complexes Paleozoic of Gemerides and neovolcanics of Central Slovakia. Guide to excursion C.X<sup>th</sup> Congress of CBGA. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 56—58.
  29. KAROLUSOVÁ, E. 1973: Chemical composition of amphiboles from rocks of intermediate composition from neovolcanics in Central Slovakia. Geol. Zborn. Geologica carpathica 24, 2, Bratislava, 275—280.
  30. KAROLUSOVÁ, E. 1974: Korelácia tufitických sedimentov Zvolenskej kotliny a vulkanitov Kremnického pohoria. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149—158.
  31. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1975: Ignimbrites of an intermediate composition in the south-western portion of the Central-Slovakian neovolcanic region. Magmatism, volcanism, metamorphism. Proceeding of the X<sup>th</sup> Congress CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—123.
  32. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. — FORGÁČ, J. 1975: Problems of classification and nomenclature of volcanic rocks with partially known modal composition. Magmatism, volcanism, metamorphism. Proceeding of the X<sup>th</sup> Congress CBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 126—127.
  33. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1976: Bazaltová dajka z vrtu KOV-42 pri Kalvárii v Banskej Štiavnici. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—147.
  34. KAROLUSOVÁ, E. 1977: Chemical composition of orthopyroxenes in some andesites of Central Slovakia. Geol. Zborn. Geologica carpathica 28, Bratislava, 157—166.
  35. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. — KRISTIN, J. 1977: Petrological investigation of leucocratic andesite on the basis of chemical composition of individual components and of the whole rocks on vertical cross section of lava streams. Geol. Zborn. Geologica carpathica 28, 1, Bratislava, 137—156.
  36. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1978: Petrológia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a v Pohronskom Inovci. Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—178.
  37. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1980: Geologická stavba neovulkanitov a morfológický plán ich podložia v pohorí Pohronský Inovec. Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát. Zborník referátov z odbor. seminára 7.—9. okt. 1980 vo Zvolene, Bratislava, 33—36.



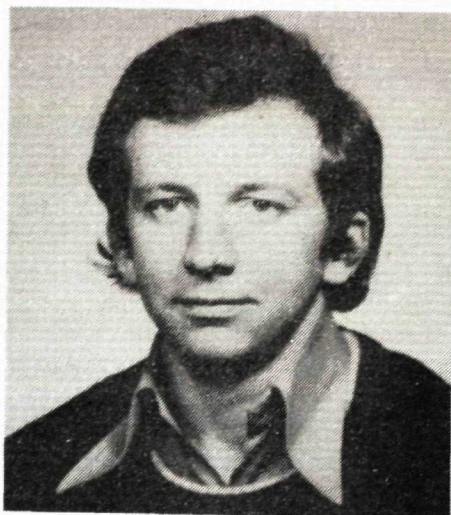
38. KAROLUS, K. — KAROLUSOVÁ, E. 1980: Vulkanizmus leukokratových andezitov v neovulkanickej oblasti Strednej Slovenskej republiky. Materiály XI. Kongressu KBGA Mineralog. i geochim. „Naukova Dumka“, Kiev, 35—41.
39. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1980: Mineralogicko-petrografickij i chimičeskij sostav nekotorych andezitov Srednej Slovenskej republiky. Materialy XI. Kongressu KBGA. Mineralog. i geochim. „Naukova Dumka“, Kiev, 42—53.
40. KAROLUSOVÁ, E. 1981: Petrografické porovnanie novobanských bazanitov s ich petrurgickými ekvivalentmi. IV. Konferencie o tavených horninách, Mariánské Lázně.
41. KAROLUSOVÁ, E. — KAROLUS, K. 1981: Pochované vulkanity v Bátovskej kotline. Sekcia 06 Geológia a surovinové zdroje neovulkanitov. IV. slov. geol. konf., Zborník referátov, 4, Bratislava, 168—169.
42. KAROLUSOVÁ, E. 1982: Hydrotermálne premenné horniny v Pohronskom Inovci. „Metamorfne procesy v Západných Karpatoch“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—136.
43. KAROLUSOVÁ, E. — JANČULA, D. 1983: Štúdium morfológie minerálnych vlákien zo závodu Nová Baňa. Silikáty, 27, 1, Praha, 39—43.
44. KAROLUSOVÁ, E. 1984: Dickit v pyroxenickom andezite pri Novej Bani. Geol. Práce, Správy 81, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 163—169.
45. KAROLUSOVÁ, E. 1983: Hydrotermálne fľovité minerály v premenených andezitoch v novobanskej štruktúre. Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 177—184.
46. KAROLUSOVÁ, E. 1984: in FUSÁN, O. — REICHWALDER, P. (edit.): The West Carpathian Mountains. Guide-book, Excursion 107 A, Int. Geol. Congr. XXVII. session, 58—117.
47. KAROLUSOVÁ, E.—KAROLUS, K. 1987: Hydrotermálne premeny v horninách vulkanicko-subvulkanického komplexu Pohronského Inovca. Geol. Práce, Správy 86, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, v tlači.
48. KAROLUSOVÁ, E. — CAÑO, F.: Klinoptilolitová a karbonátová mineralizácia andezitu v kozárovckom kameňolome. Geol. Práce, Správy, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, v tlači.
49. KAROLUSOVÁ, E. — CAÑO, F. — KAROLUS, K.: Kremeňovo-karbonátovo-zeolitová mineralizácia vo vrtoch PKŠ-1 a GK-6. Geol. Práce, Správy, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, v tlači.
50. KAROLUSOVÁ, E. in HARČAR, J. et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape sv. časti Podunajskej nížiny 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, v tlači.





**Za RNDr. Jankom Kyselom**  
(27. 12. 1950 — 16. 5. 1985)

Dňa 16. mája 1985 postihla Geologický ústav Dionýza Štúra a celú československú geológiu bolesná strata, keď nás navždy opustil náš spolupracovník a priateľ dr. Janko Kysela. Neočakávane a veľmi náhle bol z našich radov, z kruhu svojej rodiny a spomedzi svojich najbližších vytrhnutý neúprosnou smrťou talentovaný mladý vedec, vzorný manžel a otec rodiny, vzácny človek, ktorého sme si všetci vysoko vážili pre jeho odborné schopnosti, húževnatosť a pracovitosť, pre jeho šľachetné ľudské vlastnosti.



Dr. Ján Kysela sa narodil 27. decembra 1950 v Žiline. Po ukončení stredoškolského štúdia na Strednej všeobecnovzdelávacej škole v Žiline pokračoval v štúdiu na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. V roku 1974 vysokoškolské štúdium geológie úspešne ukončil obhajobou diplomovej práce a štátnymi záverečnými skúškami.

V roku 1974 začal pracovať v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Jeho prvé kroky ako mladého talentovaného geológa začínali v oddelení inžinierskej geológie zostavovaním inžinierskogeologických máp v oblasti stredného Považia. Už vo svojich prvých výskumných prácach sa ukázal ako veľmi dobrý pozorovateľ, schopný v teréne registrovať a tvorivo analyzovať veľké množstvá geologických informácií a vytvárať z nich komplexný obraz o geologickom vývoji a stavbe skúmaného územia. Prvé výsledky svojej výskumnej práce zhodnotil v rigorózne práci na tému „Geologické pomery bradlového pásma medzi Žilinou a Hričovským Podhradím“ a jej úspešným obhájením získal v roku 1975 titul doktora prírodných vied.

Výsledky jeho výskumnej práce, jeho odborná erudícia, ktorú neustále rozvíjal štúdiom najnovších poznatkov vedeckotechnického rozvoja vo viacerých geologických disciplínach, jeho húževnatosť a pracovitosť viedli k tomu, že bol poverovaný riešením stále náročnejších úloh a geologických problémov. A dr. Janko Kysela nikdy tieto náročné úlohy neodmietol, nikdy nesklamal očakávania svojich spolupracovníkov a vedenia ústavu.

Od roku 1977 pracoval v kolektíve oddelenia výskumu hlbinej stavby, zamera-



ného predovšetkým na vyhľadávanie a výskum nových štruktúr perspektívnych na výskyt ropy a zemného plynu. A práve v tejto náročnej práci mohol plne rozvinúť svoj talent pre tvorivú vedeckú prácu. Dokázal, že je všestranným geológom, ktorý vie rovnako dobre zostaviť kvalitnú geologickú mapu v území s najzložitejšou geologickou stavbou, ako riešiť problémy praktickej geológie spojené s vyhľadávaním ložísk ropy a zemného plynu. Úspešne sa pustil do riešenia takej zložitej problematiky, akou je výskum mezozoika v podloží neogénu viedenskej panvy. A treba povedať, že už prvé výsledky tejto práce potvrdili jeho talent a perspektívy pre náročnú vedeckovýskumnú prácu, ale aj organizačný talent organizovať a viesť tímovú prácu, či už so špecialistami ústavu alebo pracovníkmi iných organizácií.

V roku 1984 ukončil kandidátsku dizertačnú prácu a odovzdal k obhajovaciemu pokračovaniu. Je to geologická syntéza výsledkov jeho výskumnej práce, v ktorej ukázal, že je zrelým výskumným pracovníkom, vedcom schopným tvorivo riešiť tie najzložitejšie problémy karpatskej geológie.

Geologický ústav Dionýza Štúra stratil v dr. Jankovi Kyselovi jedného zo svojich najvýkonnejších pracovníkov, ktorý svojou húževnatosťou, cieľavedomosťou práce, záujmom o moderný prístup ku geologickému výskumu a o všetko nové, čo prinášal vedeckotechnický pokrok v oblasti geologických vied, ostane natrvalo zapísaný vo vedomí geologickej verejnosti a bude príkladom a vzorom pre mladú generáciu slovenských geológov. Veď počas svojej pomerne krátkej výskumnej práce bol autorom alebo spoluautorom takmer tridsiatich výskumných správ a publikovaných odborných článkov.

Peter Reichwalder

#### ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁC RNDr. JÁNA KYSELU

1. SALAJ, J. — KYSELA, J. — GAŠPARIKOVÁ, V. — BEGAN, A. 1978: Dan a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. — Geol. Práce, Správy, 70, Bratislava, 53—82.
2. MARSCHALCO, R. — KYSELA, J. 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. — In Konferencie, sympóziá, semináre „Tektonické profily Západných Karpát“. — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 41—56.
3. MARSCHALCO, R. — KYSELA, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, Bratislava, 7—79.
4. MARSCHALCO, R. — MIŠÍK, M. — SAMUEL, O. — KYSELA, J. 1980: Sprievodca po bradlovom pásme stredného Považia. In Konferencie, sympóziá, semináre „Materiály XIII. Celoštátnej geol. konferencie Slov. geol. spol.“ — Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—137.
5. KYSELA, J. — MARSCHALCO, R. — SAMUEL, O. 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. — Geol. Práce, Správy, 78, Bratislava, 143—167.
6. BEGAN, A. — HAŠKO, J. — KYSELA, J. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1983: Basic features of structure of the Klippen Belt. In Konferencie, sympóziá, semináre „18<sup>th</sup> European colloquy on Micropaleontology (Excursion-guide)“. — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—67.
7. BYSTRICKÁ, H. — GAŠPARIKOVÁ, V. — KÖHLER, E. — KYSELA, J. — SALAJ, J. 1983; Lok. 9 — Hradisko, in Konferencie, sympóziá, semináre „18<sup>th</sup> European colloquy on Micropaleontology (Excursion guide)“. — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—81.
8. KYSELA, J. 1984; in Guide to Geological excursion in the West Carpathians Mts. — IGCP Project N° 198 „The evolution of the northern margin of Tethys. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—94.
9. KYSELA, J. 1987: Mikrofaciálna analýza, genéza porozity a jej typy v litavských vápencoch Viedenskej panvy a vo vrchnotriasových dolomitoch z jej podložia. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).
10. KYSELA, J. 1988: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 13, Úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).



## Za priateľom

**RNDr. Karolom Borzom, DrSc.**

Dňa 16. decembra 1985 prekvapila celú československú geologickú verejnosť smutná správa. RNDr. Karol Borza, DrSc. uprostred plnej tvorivej práce, životného elánu a pracovných predstáv vo veku 53 rokov náhle zomrel.

Narodil sa 13. 7. 1932 v Šuranoch (okr. Nové Zámky). Po piatich rokoch Ludovej školy v Palárikove (1938—1943) absolvoval bývalú Meštiansku školu v Nových Zámkoch (1943—1948). Po jej skončení bol prijatý na Obchodnú akadémiu taktiež v Nových Zámkoch. Počas celého stredoškolského štúdia patril medzi najschopnejších študentov a všetky ročníky i s maturitou (1952) skončil s vyznamenaním, hoci okrem štúdia bol ako chudobný chlapec nútený pracovať i na skromnom maloroľníckom hospodárstve. Počas prázdnin príležitostne pracoval na rôznych výpomocných prácach s cieľom čo najviac uľahčiť rodičom problémy spojené so štúdiom.

Po maturite na odporúčanie hlavne triednej profesorky sa rozhodol pokračovať v štúdiu na vysokej škole. Ako absolvent obchodnej akadémie inklinoval však viac k prírodným vedám než k ekonomickým vedám. Preto sa prihlásil na novoutvorenú Geologicko-geografickú fakultu univerzity Komenského v Bratislave, na ktorú bol prijatý v roku 1952 po zložení diferenciálnych skúšok z gymnaziálnych predmetov. Jemu prislovečnou usilovnosťou a zmyslom pre plnenie povinností, pocitom zodpovednosti k rodičom rýchlo preklenul všetky medzery, vyplývajúce zo stredoškolskeho zamerania a voľby vysokoškolského štúdia. Láska k prírode a túžba po poznaní, ako aj prirodzený talent boli tými vlastnosťami, pre ktoré si ho už ako študenta v prvých ročníkoch veľmi obľúbil nestor slovenskej geológie akademik D. Andrusov. Pod jeho vedením úspešne napredoval v štúdiu, ktoré ukončil s vyznamenaním v roku 1956.

Po absolvovaní vysokoškolského štúdia nastúpil do Geologického laboratória Slovenskej akadémie vied (terajší Geologický ústav SAV) vedeného akad. D. Andrusovom. Plný nadšenia a ideálov hneď od nástupu sa vehementne pustil do výskumnej práce. Jeho prvé kroky ho viedli do Belianskych Tatier, z ktorých pochádza aj jeho prvá publikovaná práca. V ďalších rokoch sa venoval v tom čase veľmi aktuálnej problematike — výskumu zvetralín typu „terra rossa“ a rezíduám





bauxitov, hlavne z hľadiska ich genézy a paleogeografických podmienok. Najväčšie uspokojenie a naplnenie vedeckých ambícií však našiel v štúdiu litológie a biostratigrafie mezozoických a terciérnych sedimentov. Z tejto problematiky obhájil v roku 1963 aj kandidátsku dizertačnú prácu. V ďalších rokoch svoju pozornosť sústredil najmä na mikrofaciálny výskum karbonátových hornín triasu, jury a spodnej kriedy. Na základe jeho húževnatého systematického výskumu sa vypracoval medzi špičkových odborníkov nielen u nás, ale i v celosvetovom meradle. Najlepšie svedčia o tom početné citácie prakticky vo všetkých odborných časopisoch sveta.

Osobitnú pozornosť venoval štúdiu mikroproblematík hlavne z čeľade *Cadosinidae*, *Stomiosphaeridae*, *Calcisphaerulinidae* a iných tintinoidných foriem. Aj pričinením RNDr. Karola Borzu, DrSc. sa ukázalo, že táto skupina patrí medzi významné fosílné formy pre biostratografiu hlavne vrchnej jury a spodnej kriedy. Precíznym a detailným výskumom sa pričínil o spoznanie pravej stratigrafickej a taxonomickej hodnoty jednotlivých foriem spomínaných čeľadí. Svoje poznatky z tejto sféry zverejnil vo vyše 100 publikáciách (z toho sú 3 monografické diela), z ktorých si zaslúži mimoriadnu pozornosť monografické dielo „Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide des Klippenzone der Westkarpaten“, vydané vydavateľstvom Slovenskej akadémie vied v roku 1969 a „Triassic Foraminifers of the West Carpathians“ (v spoluautorstve s J. Salajom a O. Samuelom), vydaným Geologickým ústavom D. Štúra v roku 1983. V odborných kruhoch zvlášť upúťali pozornosť jeho objavy prvých tintinoidných mikrofosílií z triasu, ako aj skupina „paratintinoidných“ foriem, ktoré neboli dovtedy vo svete vôbec známe. Je potešiteľné, že prakticky validita všetkých ním opísaných taxónov je napriek určitým polemikám platná a širokou odbornou verejnosťou bola prijatá a je dodnes v plnom rozsahu v mikrobiostratigrafii aplikovaná. RNDr. K. Borza, DrSc. opísal vyše 30 nových taxónov (druhov) a štyri nové rody. Ním navrhnutá biozonácia s úzkym vekovým rozsahom bude dlho patriť medzi vrcholné možnosti biozonácie mezozoických karbonátových hornín. Táto skutočnosť, spojená s neuveriteľne veľkým množstvom (vyše 10 000) precízne spracovaných a dokumentovaných výbrusov umožnila rozčleniť mohutné karbonátové komplexy v jednotlivých pohoriach Západných Karpát a urobiť spoľahlivú nielen intra-, ale i interregionálnu koreláciu v rámci rôznych útvarov a sedimentačných pásiem. Táto problematika bola predmetom aj jeho doktorskej dizertačnej práce („Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu, mikrofácie a mikrofosílie vrchnej jury a spodnej kriedy“), ktorú úspešne obhájil v roku 1980.

RNDr. Karol Borza, DrSc. okrem odbornej práce má nemalú zásluhu aj pri budovaní Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied. Patril medzi jeho najstarších kmeňových zamestnancov.

Niekoľko rokov (1958—1966) zastával funkciu zástupcu riaditeľa ústavu a od roku 1963 bol vedúcim oddelenia litológie a sedimentológie. Od roku 1962 do roku 1974 bol tajomníkom a v rokoch 1966—1974 aj členom Vedeckého kolégia pre geológiu a geografiu Slovenskej akadémie vied, od roku 1958 až do reorganizácie tlače bol vedeckým redaktorom časopisu „Náuka o zemi, séria geológia“. V poslednom roku svojho života bol menovaný za predsedu komisie pre udeľovanie vedeckej hodnosti kandidáta vied z odboru paleontológie.



Za jeho vedeckú a organizátorskú prácu dostalo sa mu i viacero vysokých ocenení. Medzi nimi možno spomenúť „Pamätnú medailu Slovenskej akadémie vied“ a „Striebornú čestnú plaketu Dionýza Štúra“ za zásluhy v prírodných vedách, pričom na jeho počesť boli pomenované viaceré taxóny zahraničnými odborníkmi.

V posledných rokoch s neuveriteľnou vervou riešil širokú paletu problémov. Popri prácach teoretického významu riešil i mnohé praktické otázky využitia biozonácie; zaoberal sa problematikou cementárskych surovín i otázkami naftovej geológie, hlavne z podložia viedenskej panvy.

Sú jednotlivci, pre ktorých nie je potrebné hľadať slová uznania, lebo najvyšším uznaním je ich statočná činorodá práca. Zvykli sme si účtu k človeku merať na roky, je to však iba relatívna hodnota. Poznáme v živote osobnosti, a medzi také nesporne patril aj RNDr. Karol Borza, DrSc., ktoré dokázali vytvoriť obrovské hodnoty len statočnou a poctivou prácou. Sú to ľudia, ktorí do svojej práce dali nielen svoj um, ale celé srdce. A práve toto srdce, to nadšené srdce rozdával RNDr. Karol Borza, DrSc. geologickej vede, rodine, priateľom a celému okoliu vychádzajúc zo zásady, že nezainteresované myslenie a konanie je neplodné. Tvorivá a zanietená myseľ opierajúca sa o radostný optimizmus je najvyššou morálnou povinnosťou vedca, ktorý v tvorivých hľadániach ustavične obnovuje svoju podobu. Práve týmto vstúpoval v každodennom živote svojmu okoliu pravý zákon ducha statočného človeka so zmyslom pre pochopenie a radostné prežívanie pocitu z dobre vykonanej práce.

Svojou každodennou prácou oživoval našu zem, vdychoval do kameňa ducha a rozdával svoje srdce, ktoré bude medzi nami žiť, aj keď odišlo do nekonečnej nirvány. Práca bola po rodine jeho najväčšou láskou a životným zmyslom.

Češ jeho pamiatke!

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

#### **ZOZNAM PUBLIKOVANÝCH PRÁC RNDr. KAROLA BORZU, DrSc.**

1. BORZA, K. 1957: Poznámky o muránskom vápenci. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 8, 1, Bratislava, 116—120.
2. BORZA, K. 1958: Triasové a liasové kremence Belanských Tatier. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9, Bratislava, 52—65.
3. BORZA, K. 1958: XI. sjazd Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV v Karlových Varoch. — Naša Veda, 5, Bratislava, 365.
4. BORZA, K. 1958: I. konferencia o ílovitých mineráloch a ílovitých horninách. — Naša Veda, 5, Bratislava, 414.
5. ANDRUSOV, D. — BORZA, K. — MARTÍNY, E. — POSPÍŠIL, A. 1958: O pôvode a dobe vzniku tzv. terra rossy južného a stredného Slovenska. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9, 1, Bratislava, 27—39.
6. BORZA, K. 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 10, 1, Bratislava, 133—170.
7. BORZA, K. — MARTÍNY, E. — POSPÍŠIL, A. 1959: Zpráva o výskume „červenozeme“ z oblasti Brezovského pohoria. — Geol. Práce, Zprávy, 15, Bratislava, 169—180.
8. BORZA, K. — POSPÍŠIL, A. 1959: Výskyt bauxitickej železnej rudy v Slovenskom Krase. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 10, 2, Bratislava, 327—334.
9. BORZA, K. 1960: O vápencoch „štramberského“ typu na Považí. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 11, 1, Bratislava.
10. MIŠŤK, M. — KUŠÍK, R. — BORZA, K. 1960: Horniny so silikátovými oolitmi v réte a v spodnom liase



- Belanských Tatier a masívu Širokej. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 11, 2, Bratislava, 179—212.
11. BORZA, K. 1961: Výskyt rodu *Stomiosphaera* Wanner, *Cadosina* Wanner a *Pithonella* Lorenz v Západných Karpatoch. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 12, 1, Bratislava, 7—16.
  12. BORZA, K. 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénnych zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 12, 2, Bratislava, 241—256.
  13. BORZA, K. — MARTÍNY, E. 1962: Výskum glaukonitového vápencu albu Javorovej doliny v Tatrách. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 13, 1, Bratislava, 161—172.
  14. BEGAN, A. — BORZA, K. 1963: Nová séria — streženická vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 2, Bratislava, 217—220.
  15. BORZA, K. 1964: Die Gattung *Stomiosphaera* Wanner 1940 in den Westkarpaten. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 189—195.
  16. BORZA, K. — KÖHLER, E. 1964: Bemerkungen zu den paläogenen Konglomeraten bei Poluvsie (Rajecer Talkessel). — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 1, Bratislava, 3—7.
  17. BORZA, K. — MARTÍNY, E. 1964: Kôry vetrania, ložiská bauxitu a „terra rossa“ v slovenských Karpatoch. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 1, Bratislava, 9—26.
  18. BORZA, K. — MARTÍNY, E. 1964: Predbežná zpráva o mineralogicko-petrografickom zložení werfenských bridlic z vrhu VŠ-1 Šankovce (Gemerská Nová Ves). — Zpr. geol. výskum v roku 1963, sv. 2, Bratislava, 60—61.
  19. BYSTRICKÝ, J. — BORZA, K. 1964: Die Algenkalke des Jura in den „uphlaver“ Konglomeraten. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava, 197—202.
  20. BORZA, K. 1965: Das Vorkommen der Gattung *Chitinoidella* Doben, 1962 im Oberjura der Westkarpaten. — Geol. Sbor. Geol. carpath., 16, 1, Bratislava, 3—5.
  21. BORZA, K. 1965: Occurrence of *Stomiosphaera cardiiformis* Ayala Castañares et Seiglie Species in Upper Cretaceous of West Carpathians. — Geol. Sbor. Geol. carpath., 16, 2, Bratislava, 279—280.
  22. BORZA, K. — BEGAN, A. — KOCHANOVÁ, M. 1965: Poznámky k tzv. jure pri Budikovanoch. — Zpr. geol. výsk. v roku 1964, 2 (Slovensko), Bratislava, 62—63.
  23. BORZA, K. — BYSTRICKÝ, J. 1965: Slovenský kras. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 16, 2, Bratislava, 271—272.
  24. BEGAN, A. — BORZA, K. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1965: On the age of Upohlava conglomerates. — Geol. Práce, Správy, 36, Bratislava, 123—138.
  25. BORZA, K. 1966: Neue Arten der Gattung *Chitinoidella* Doben, 1962 in den Westkarpaten. — Geol. Sbor. Geol. carpath., 17, 2, Bratislava, 259—263.
  26. BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. — Náuka o Zemi, sér. geol., 2, 2, Bratislava, 1—68.
  27. BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografické štúdium meliatskej série. — Geol. Práce, Správy, 20, Bratislava, 93—98.
  28. BEGAN, A. — BORZA, K. — SALAJ, J. 1966: Poznámky k výskytu manínskej série z. od Trenčína. — Geol. Práce, Správy, 40, Bratislava, 168—170.
  29. SAMUEL, O. — SALAJ, J. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the klippen belt of the Váh riverside (West Carpathians). — Geol. Sbor. Geol. carpath., 18, 1, Bratislava, 125—132.
  30. HALAHYJOVÁ, G. — BORZA, K. — MARTÍNY, E. 1968: Príspevok k riešeniu genézy zrudnenia v Šankovciach. — Acta geol. geogr. Univ. com., Geol. 13, Bratislava, 55—89.
  31. BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. — Vydav. „Veda“ Slov. Akad. Vied, Bratislava, 9—301.
  32. BORZA, K. — ČINČURA, J. — MARTÍNY, E. 1969: Herkunft der Roterden der südwestlichen Slowakei. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 2, Bratislava, 351—359.
  33. BORZA, K. 1970: Mikrofazies mit *Glomospira densa* (Pantić), 1965 aus der mittleren Trias der Westkarpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, Bratislava, 175—182.
  34. BORZA, K. 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. — Geol. Práce, Správy, 51, Bratislava, 135—147.
  35. BORZA, K. 1970: Stratigrafické členenie vápencov obalovej série masívu Javorinskej Širokej. — Geol. Práce, Správy, 53, Bratislava, 115—130.
  36. BORZA, K. — HARMAN, M. 1970: Lithologisches und elektronen — mikroskopisches Studium



- Kalksteinen des Oberjuras und Unterkreide. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, Bratislava, 139—151.
37. BEGAN, A. — BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1970: Stratigraphical-lithological characteristics of the well-log MS-1 (to the NW of Považská Bystrica). — Geol. Práce, Správy 53, Bratislava, 131—143.
  38. HARMAN, M. — BORZA, K. 1970: Lithologisches und elektronenmikroskopie Studium von Kieselsedimenten der Westkarpaten. — Geol. zbor. Geol. carpath., 21, 2, Bratislava, 273—288.
  39. BORZA, K. 1971: Praecalpionellopsis gemerensis n. gen. n. sp., aus der oberen Trias der Westkarpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 22, 1, Bratislava, 131—135.
  40. BEGAN, A. — BORZA, K. 1971: Rozšírenie prúskej série v bradlovom pásme Považia. — Geol. Práce, Správy 56, Bratislava, 125—135.
  41. BORZA, K. 1972: Neue Arten der Gattung Cadosina Wanner, Pithonella Lorenz und Palinosphaera Reinsch aus der oberen Kreide. — Geol. Zbor. Geol. carpath. 23, 1, Bratislava, 139—150.
  42. SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of Middle Váh Valley (West Carpathians). — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—246.
  43. BORZA, K.; in BYSTRICKÝ, J. et al. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. — Guide to Excur. D; X<sup>th</sup> Congr. of Carpatho-Bal. Geol. Assoc. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—137.
  44. BORZA, K.; in FUSÁN, O. — ANDRUSOV, D. et al. 1973: Stratigrafičesko-tektoničeskaja charakteristika geologičeskovo strojenija Zapadnych Karpat. — Guide to Excur. P; X<sup>th</sup> Congr. of Carpatho-Bal. Geol. Assoc. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—70.
  45. BORZA, K.; in ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. et al. 1973: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. — Guide to Excur. E; X<sup>th</sup> Congr. of Carpatho-Bal. Geol. Assoc. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—78.
  46. BORZA, K.; in ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. et al. 1973: Mjel-paleogen Zapadnych Karpat. — Putevod. exkur. E; X<sup>th</sup> Congr. of Carpatho-Bal. Geol. Assoc. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—82.
  47. BORZA, K. 1974: Die stratigraphische Verwendung von Calpionelliden in den Westkarpaten. Sect. Stratigraphy and Paleontol. — Proceed. X<sup>th</sup> Congress CBGA, 1973. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—35.
  48. BORZA, K. 1975: Mikroproblematika aus der oberen Trias der Westkarpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 2, Bratislava, 199—236.
  49. BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1975: Litologija i stratigrafija klastičeskich otloženíj i biogermovych izvestnjakov mjela i paleogena Srednego Považja. In Proceedings of the X<sup>th</sup> Congress Carpat.-Balkan. Geol. Assoc., sec. Sedimentology. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—57.
  50. BORZA, K. — MIŠÍK, M. 1975: Gemeridella minuta n. gen., n. sp. aus der oberen Trias der Westkarpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 1, Bratislava, 77—81.
  51. BORZA, K. — KÖHLER, E. 1976: Poznámky k paleogénnym zlepencom pri Poluvsí (Rajecká kotlina). — Geol. Zbor. Geol. carpath., 15, 1, Bratislava, 3—7.
  52. BORZA, K. — MIŠÍK, M. 1976: Pieninia oblonga n. gen., n. sp. aus kretazischen und Paläogenen Kalken der Westkarpaten. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 27, 1, Bratislava, 65—77.
  53. MIŠÍK, M. — BORZA, K. 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). — Acta geol. geogr. Univ. Com., Geol., 30, Bratislava, 5—47.
  54. ŠALAGA, I. — BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. — SNOPKOVÁ, P. 1976: Hydrogeologické vrty v rajeckej a súľovskej oblasti. — Reg. geol. Záp. Karpát, 7. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—85.
  55. BORZA, K. 1977: Cyklická sedimentácia dachsteinských vápencov Muránskej planiny. — Geol. Práce, Správy 67, Bratislava, 42—46.
  56. BORZA, K. — KÖHLER, E. — BEGAN, A. — SAMUEL, O. 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. — Geol. Práce, Správy 67, Bratislava, 73—92.
  57. BORZA, K. — SAMUEL, O. 1977a: New genera and species (Incertae sedis) from the Upper Triassic in the West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 1, Bratislava, 95—119.
  58. BORZA, K. — SAMUEL, O. 1977b: Paratintinnina tintinniformis and P. tulipaformis nov. gen. et nov. sp. (Incertae sedis) from Upper Triassic limestones of West Carpathians (Czechoslovakia). — Západné Karpaty, Sér. Paleont. 2—3. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—150.



59. KÖHLER, E. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1977: Genus *Hellenocyclina* from West Carpathian Maastrichtian. — *Západ. Karpaty, Sér. Paleontol.* 2—3, Bratislava, 133—141.
60. SAMUEL, O. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1977: *Haddonina praehessigi* and *Miliola andrusovi*, two new species from Upper-Senonian and Paleocene bioherm limestones of West Carpathians (Slovakia). — *Západ. Karpaty, Sér. Paleontol.* 2—3, Bratislava, 87—95.
61. BORZA, K. 1978: Vorkommen der Gattung *Colomiella* Bonet (oberes Apt — untenes Alb) in den Westkarpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 2, Bratislava, 337—344.
62. BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1978: Chronostratigrafia spodnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. — *Geol. Práce, Správy*, 71, Bratislava, 123—156.
63. KOTETIŠVILI, E. V. — BEGAN, A. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1978: Stratigrafija i facii nižnego mela Kavkaza i Zapadnych Karpat. — *Geol. Práce, Správy*, 69, Bratislava, 157—226.
64. KOTETIŠVILI, E. V. — BEGAN, A. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1978: Stratigrafija i facii nižnego mela Kavkaza i Zapadnych Karpat. — *Geol. Práce, Správy*, 69, Bratislava, 157—226.
65. MIŠÍK, M. — BORZA, K. 1978: *Gemeridella*, *Didemnoidea*, *Didemnum* und Körperchen ähnlicher Gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten. — *Geol. Zbor., Geol. carpath.*, 29, 2, Bratislava, 307—326.
66. BORZA, K. 1979: *Tintinnina* aus dem oberen Apt und unteren Alb der Westkarpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 3, Bratislava, 341—361.
67. BORZA, K. 1979: Valúny albsko-turónskych vápencov zo zlepenčov kriedy a paleogénu Západných Karpat. — *Geol. Práce, Správy* 72, Bratislava, 113—122.
68. BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. — *Geol. Práce, Správy* 72, Bratislava, 97—111.
69. KÖHLER, E. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1979: Occurrence of genus *Nummofallotia* in Upper Cretaceous of West Carpathian. — *Západ. Karpaty, Sér. Paleontol.*, 4, Bratislava, 105—112.
70. MICHALÍK, J. — JENDREJÁKOVÁ, O. — BORZA, K. 1979: Some new Foraminifera-species of the Tatra-Formation (Uppermost Triassic) in the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, Bratislava, 61—91.
71. BORZA, K. 1980: *Cadosina minuta* n. sp. aus der unteren Kreide der Westkarpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 3, Bratislava, 263—266.
72. BORZA, K. 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnej jury a spodnej kriedy belianskej série (Strážovské vrchy). — *Geol. Práce, Správy* 74, Bratislava, 33—56.
73. BORZA, K. 1980: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. — In *Zbor. prednášok z konfer. „Vážnejšie problémy geol. vývoja a stavby Československa“*; III. zv. — Kľúčové územia a metódy riešenia. Vyd. ČS-VTS pri GÚDŠ a Slov. geol. spol., Bratislava, 241—264.
74. BORZA, K. — GAŠPARIKOVÁ, V. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z. 1980: Upper Jurassic — Lower Cretaceous sequence of the Krížna nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 4, Bratislava, 541—562.
75. BORZA, K. — KÖHLER, E. — BEGAN, A. — SAMUEL, O. 1980: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáče. — *Geol. Práce, Správy* 74, Bratislava, 57—63.
76. BORZA, K. — KÖHLER, E. — SAMUEL, O. — BEGAN, A. 1980: Orbitoignaja facija verchnego mjela Zapadnych Karpat. — In *Proceedings of the XI<sup>th</sup> Congress Carpat.-Balkan. Geol. Assoc.*, sec. Stratigraphy, Kijev („Naukova dumka“), 14—18.
77. KÖHLER, E. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1980: Značenie ilerského jarusa (ilerda) v chronostratigrafii paleogéna Karpat. *Materiály XI Kongressa Karpato-Balkanskej geologičeskoj asociácii*, Kijev, 47—48.
78. MICHALÍK, J. — BORZA, K. — KAHAN, Š. — PUTIŠ, M. — RAKÚS, M. 1980: Sprievodca po Strážovských vrchoch a prifaľnej časti bradlového pásma. — In *Konfer., sympóz., semin. „Materiály 23. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti“*, Bratislava, 67—93.
79. BORZA, K. 1981: *Sturiella* nov. gen. (*Calpionellidae* Bonet, 1956) aus der unteren Kreide der Westkarpaten. — *Záp. Karpaty, Sér. Paleontol.*, 6, Bratislava, 93—96.
80. BORZA, K. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z. 1981: Lithogenesis, paleoecology and biostratigraphy of the Jurassic — Lower Cretaceous sequence in the Krížna-nappe of Strážov Highland (Central Western Carpathians). — *Zem. Plyn Nafta*, 26, 4, Hodonín, 625—638.
81. SAMUEL, O. — BORZA, K. 1981: *Paraophthalmidium* nov. gen. (Foraminifera) from the Triassic of the West Carpathians. — *Západ. Karpaty, Sér. Paleontol.*, 6, Bratislava, 65—78.



82. SAMUEL, O. — SALAJ, J. — BORZA, K. 1981: *Bispiranella* nov. gen. (Foraminifera) from Upper Triassic of West Carpathians. — *Západ. Karpaty, Sér. Paleontol.*, 6, Bratislava, 87—91.
83. BORZA, K. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z. 1982: Zur biostratigraphie der Neokom-Ablagerungen in der Križna-Decke des Strážov-Berglandes (Westteil der Zentralkarpaten). — In 2. Symposium Kreide, München, 1—7. Juni 1982 (Abstracts), 11.
84. GROSS, P. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1982: Zlepencové podmorské kužele z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove. — *Geol. Práce, Správy* 77, Bratislava, 75—86.
85. BORZA, K. 1983: in *Stratigrafický slovník Západných Karpát*, zv. 1 (A/K). — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—440.
86. SALAJ, J. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—213, Pls 1—157.
87. SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1983: in II. Excursion Guide-Book for the inner part of the West Carpathians. — In *Konfer., sympoz., semin. „18<sup>th</sup> European colloquy on Micropaleontology (excursion guide)“*. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—215.
88. VAŠÍČEK, Z. — MICHALÍK, J. — BORZA, K. 1983: To the „Neocomian“ biostratigraphy in the Križna-Nappe of the Strážovské vrchy Mountains (North-Western Central Carpathians). — *Zitteliana*, 10, München, 467—483.
89. BORZA, K. 1984: The Upper Jurassic — Lower Cretaceous parabiostatigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcisphaerulidae and other microfossils from the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 5, Bratislava, 539—550.
90. BORZA, K. 1984: Biostratigraphie jurassischer und unterkretazischer Kalke im Liegenden des Neogens des Wiener Beckens. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 5, Bratislava, 631—648.
91. BORZA, K. 1984: *Cadosinopsis nowaki* n. sp. (Incertae sedis) from the Lower Cretaceous of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 5, Bratislava, 649—661.
92. BORZA, K. — GAŠPARIKOVÁ, V. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z. 1984: The Biostratigraphy of Hauterivian Barremian boundary beds in Križna nappe, Western Carpathians (Czechoslovakia). — *Cretaceous Res.*, 4, 5, Londyn, 349—356.
93. BORZA, K. — MICHALÍK, J. — VAŠÍČEK, Z. — GAŠPARIKOVÁ, V. 1984: Organizmy nižneho mjela i primenenije ich raspredelenija v stratigrafičeskom i facialnom členenii toľšč v Zapadnyh Karpatach (ČSSR). — 27. *Meždunarod. geol. kongr. — Tezisy*, Vol. IX, Part 2 (Additional), Moskva, 10—11.
94. KÖHLER, E. — BORZA, K. 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 2, Bratislava, 195—204.
95. BORZA, K. 1985; in *Stratigrafický slovník Západných Karpát*, zv. 2 (L/Ž). — Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—359.
96. BORZA, K. 1986: *Carpistomiosphaera valanginiana* n. sp. and *Colomisphaera lucida* n. sp. from the Lower Cretaceous of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 1, Bratislava, 17—34.
97. MICHALÍK, J. — BORZA, A. — SNOPOKOVÁ, P. — SVOBODOVÁ, M. — VAŠÍČEK, Z. 1987: Súčasné trendy v stratigrafii spodnokriedových útvarov a ich aplikácia na Západné Karpaty. — *Geol. Práce, Správy* 86, Bratislava (v tlači).
98. MICHALÍK, J. — BORZA, K. — VAŠÍČEK, Z. 1987: Litofaciálna, biofaciálna a geochemická charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky Butkova. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, Bratislava (v tlači).
99. MICHALÍK, J. — BORZA, K. — VAŠÍČEK, Z. 1987: Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov. *Min. slov.* (v tlači).

Zostavil O. Samuel

2



## *K šesťdesiatinám*

*RNDr. Jána Gašparika, CSc.*

Riaditeľ Geologického ústavu Dionýza Štúra RNDr. Ján Gašparik, CSc., dožíva sa 19. októbra 1985 šesťdesiatin. Narodil sa v Tesárskych Mlyňanoch, okres Nitra, v rodine železničiarkeho robotníka. Základnú školu navštevoval v Zlatých Moravciach, gymnázium v Banskej Bystrici, kde v r. 1945 maturoval. Po krátkom zamestnaní v službách Povereníctva školstva, v r. 1947 začal študovať na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Vysokoškolské štúdium úspešne ukončil v r. 1952 rigoróznymi skúškami a dizertačnou prácou, čím získal titul doktora prírodných vied. Do roku 1956 bol asistentom, neskôr odborným asistentom na Katedre geológie a paleontológie svojej Alma Mater. Desiat rokov bol odborným pracovníkom Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach, neskôršie v Žiline, kde zastával funkciu vedúceho vedecko-výskumného strediska a základného geologického mapovania. V roku 1966 nastúpil na svoje doterajšie pracovisko, na Geologický ústav Dionýza Štúra. V čase zrodu Slovenského geologického úradu pomáhal budovať túto novú riadiacu organizáciu slovenskej geológie. V r. 1967 získal hodnosť kandidáta geologicko-mineralogických vied. V roku 1971 bol menovaný do funkcie vedúceho oddelenia neogénu na Geologickom ústave D. Štúra, v roku 1974 sa stal vedúcim odboru regionálnej geológie a na začiatku roku 1976 bol uvedený do funkcie riaditeľa ústavu. Od roku 1970 je členom edičnej rady časopisov Geologického ústavu D. Štúra. Bol členom redakčnej rady časopisov Geologický průzkum. Je členom Komisie pre geológiu, geografiu a baníctvo pri Vedeckom kolégiu SAV pre vedy o Zemi a vesmíre, Slovenskej geologickej rady, Československej stálej delegácie RVHP pre geológiu, pracovnej skupiny „Získavanie a komplexné využitie domácich nerastných surovín“ pri ČSAV, Komisie pre štátne rigorózne skúšky a bol členom Komisie pre obhajoby kandidátskych dizertačných prác pre odbor geológie. V r. 1963—1967 bol predsedom pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v Žiline a v roku 1965 organizoval XVI. zjazd spoločnosti v Žiline.

Ťažiskom vedeckej práce jubilanta boli neogénne molasové panvy Západných Karpát, na ktorých základnom výskume i aplikovanom prieskume sa významne podieľa už od ukončenia vysokoškolských štúdií.

Jeho prvá vedecká práca pojednáva o geológii Bánovskej kotliny. Neskôršie bol členom kolektívu geológov, ktorý robil výskum východoslovenského neogénu a položil základy poznania jeho stratigrafie a stavby. Podieľal sa na geologickom výskume a uhľofnej prospekcii v jv. časti Podunajskej nížiny. Pozdejšie sa venoval geologickej problematike vnútorných kotlín — Hornonitrianskej, Turčianskej, kde



opísal výskyty egenburgu — a kotliny Žiarskej. Hodne úsilia venoval problematike paleogeografie neogénu Západných Karpát a aktívne spolupracoval v medzinárodných kolektívoch zostavujúcich paleogeografické mapy neogénu karpatsko-balkánskej oblasti v mierke 1:1 000 000 a neogénu strednej a východnej Európy v rámci projektu IUGS-RDP. Jeho vedecké práce i práce prieskumého charakteru vždy vyústili v zhodnotení surovinových zdrojov. Ako špecialista pre geológiu molasových panví zaoberal sa zvlášť problematikou uhoľných ložísk a ložísk nerudných surovín. Problematiku hnedouhoľných ložísk a ložísk lignitu na Slovensku zhrnul a publikoval ako súčasť rozsiahleho knižného diela o nerastných surovinách Slovenska. Zúčastnil sa čl. geologickej expedície na prieskum niklových a železoruďných ložísk v Albánsku. Ako popredný slovenský odborník v problematike ložísk spolupracuje s Komisiou pre klasifikáciu zásob nerastných surovín a ako expert posúdil výpočty zásob početných ložísk nerudných surovín Slovenska. Zúčastnil sa viacerých geologických zjazdov a sympózií v zahraničí — v Poľsku, Maďarsku, ZSSR, Francúzsku, Rakúsku, Juhoslávii, Kanade, Holandsku a Taliansku a i.

Dr. Ján Gašparik už takmer celé desaťročie vedie Geologický ústav Dionýza Štúra. V tomto období ústav úspešne riešil mnohé významné výskumné úlohy, ktorých výsledky znamenali dôležité prínosy pre národné hospodárstvo, ale aj pre hlbšie poznanie geológie Západných Karpát a ďalší rozvoj slovenskej geológie. Ústav v tomto období podstatne posilnil riešiteľské kapacity, rozrástol sa o nové pracovné priestory na Galvaniho ulici v Bratislave, vytvoril detašované pracovisko pre geologický výskum východného Slovenska v Košiciach, vybudoval terénnu základňu v Liptovskom Jáne a nové skladovacie a pracovné priestory pre hmotnú dokumentáciu vo Vranove nad Topľou a Hliníku nad Hronom. Značne sa rozšírila a zmodernizovala laboratórna základňa ústavu. Bolo vybudované centrálné laboratórium elektrónovej mikroskopie, ktoré prispieva k riešeniu širokej škály problémov od základného výskumu až po geologický prieskum. Prístrojové vybavenie laboratória izotopovej geológie bolo rozšírené o hmotnostný spektrometer pre ľahké izotopy, čím sa značne rozšírili možnosti aplikácie tejto progresívnej metódy v geologickom výskume.

Významné zmeny sa uskutočnili v organizácii ústavu, zamerané predovšetkým na intenzívnejšie zapojenie ústavu do riešenia geologických problémov spojených s prognostickou činnosťou a prognózovaním zdrojov rudných nerastných surovín, lignitu, ropy a zemného plynu, podzemných vôd i geotermálnych zdrojov. Po viacerých neúspešných pokusoch v minulosti sa vybudovalo oddelenie inžinierskej geológie a ústav sa úspešne zapojil aj do riešenia viacerých úloh pre potreby budovania jadrových elektrární i hydroenergetických diel.

Široko sa rozvinulo aj zapojenie ústavu do programov medzinárodnej vedeckotechnickej spolupráce. Pracovníci ústavu pôsobia v početných medzinárodných komisiách a asociáciách, sú zapojení do riešenia medzinárodných programov geologickej korelácie. Zintenzívnila sa dvojstranná vedeckotechnická spolupráca predovšetkým s Geologickým ústavom AV Gruzínskej SSR, s Geologickými ústavmi v MLR, PLR, SFRJ a Rakúska, pričom táto spolupráca je stále konkrétnejšie zameraná na riešenie spoločných problémov a slúži na efektívnejšie riešenie vedeckovýskumného programu ústavu.







Hlavným prínosom ústavu v období, v ktorom bol riadený jubilantom, zostanú výsledky vedeckovýskumnej činnosti. Bolo to obdobie, keď došlo v rámci regionálneho geologického výskumu SSR k intenzifikácii geologického mapovania, výsledkom čoho je vyše sto nových základných geologických máp 1:25 000, 14 máp geologických regiónov 1:50 000, z ktorých podstatná časť bola aj vytlačená. Zostavených a vytlačených bolo aj viacero prehľadných a tematických máp územia SSR.

V priebehu tohoto obdobia bola ukončená edícia hydrogeologických a hydrochemických máp 1:200 000.

Významným prínosom pre národné hospodárstvo sú výsledky hydrogeologického výskumu v podobe nových prognózných zdrojov podzemných vôd využiteľných pre zásobovanie obyvateľstva vo viacerých vodohospodársky deficitných územiach, najmä v oblasti Vysokých a Nízkych Tatier, Pohronia, stredoslovenských neovulkanitov. Zásluhou ústavu sa urobil prvý významný krok pre využívanie netradičných zdrojov energie v podobe hydrogeologického zhodnotenia geotermálnych vôd v najperspektívnejších územiach SSR, ale aj ich praktického využívania z početných výskumných vrto.

Pozitívne výsledky dosiahol ústav aj pri výskume ropoplýnonosnosti preukázaním nových perspektív v územiach z hľadiska týchto surovín netradičných, ako je centrálnokarpatský paleogén a jeho podložie, pribadlová oblasť i hlbšie štruktúry vo flyšových Karpatoch.

Medzi významné prínosy výskumu v tomto období patrí zistenie a prognózne zhodnotenie W-Au zrudnenia na južných svahoch Nízkych Tatier, zistenie Ni-Co a W-Mo mineralizácie na styku gemerika a veporika.

Ústav pod jubilantovým vedením splnil výskumné úlohy 6.5RP a sú všetky predpoklady, že sa čestne vyrovná aj s náročnými úlohami, ktoré mu boli uložené pre obdobie 7.5RP.

Jubilant za záslužnú a úspešnú vedeckú prácu a organizačnú činnosť v slovenskej geológii bol vyznamenaný viacerými plaketami, vyznamenaniami a boli mu adresované početné ďakovné listy nadriadených orgánov. V r. 1957 obdržal vyznamenanie „Najlepší pracovník Ministerstva palív“, v r. 1970 „Najlepší pracovník geologickej služby“, v r. 1975 mu bolo udelené vyznamenanie „Za pracovnú vernosť“ a v r. 1980 „Rad Červenej hviezdy práce“.

Pracovníci Geologického ústavu Dionýza Štúra želajú jubilantovi pevné zdravie a mnoho úspechov v jeho ďalšej tvorivej vedeckej práci. Vyslovujú mu uznanie a poďakovanie za všetko, čo svojou vedeckou, organizačnou a riadiacou prácou vykonal pre slovenskú geológiu a pre ústav zvlášť. Vysoko oceňujú jeho úprimný vzťah k spolupracovníkom a zmysel pre spravodlivosť — vlastnosti, ktoré neodmysliteľne patria k jeho osobnosti a ktoré sa neraz prejavili v zložitých podmienkach náročnej práce vedúceho pracovníka.

Nech i naďalej vnáša zanietenosť a optimizmus medzi svojich spolupracovníkov a nech rozdáva svoje dlhoročné skúsenosti zvlášť nastupujúcej generácii mladých geológov.

Dionýz Vass a Peter Reichwalder



## RNDr. Vojen Ložek, DrSc., šesťdesiatročný

S úprimnou srdečnosťou sa pripájame ku všetkým, ktorí blahoželajú RNDr. Vojenovi Ložekovi, DrSc., k jeho 60. narodeninám, aj my, členovia kolektívu GÚDŠ. Prajeme svojmu priateľovi, spolupracovníkovi pri tejto vzácnej príležitosti pevné zdravie, veľa tvorivých síl, energie do ďalšej náročnej vedeckovýskumnej, organizátorskej práce a mnoho radostných chvíľ a pohody v osobnom živote.

Toto jubileum je príležitosťou zamyslieť sa nad jeho dlhoročnou mnohostranne bohatou vedeckovýskumnou, organizátorskou a obetavou výchovnou prácou.

RNDr. Vojen Ložek, DrSc. narodil sa 26. júla 1925 v Prahe-Smíchov, tu absolvoval základnú školu a reálne gymnázium. Po veľmi úspešnom ukončení gymnaziálneho štúdia v r. 1944, v rokoch 1945—1948 študoval na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe. Už počas stredoškolského štúdia úzko spolupracoval s vedeckými pracovníkmi zoologického oddelenia Národného múzea v Prahe, najprv ako volentér a od r. 1945—1948 ako pomocná vedecká sila. V týchto ranných študentských rokoch sú položené základy jeho vedeckovýskumnej práce. Výskumnú činnosť zameriava na riešenie problémov štúdia malakozoológie, s hlavným dôrazom na recentné a fosílné mäkkýše československého kvartéru. Táto problematika stáva sa aj témou jeho dizertačnej práce v roku 1948 z odboru paleoekológie mäkkýšov: „Studie českých stepí na základě recentních i fosilních měkkýšů“ (uverejnená v roku 1949 v Rozpravách II. třídy České akademie). Avšak už v týchto začiatkoch skoro spozoroval, že plné zvládnutie takejto náročnej problematiky sa nemôže zaobiť bez komplexného prístupu podloženého dokonalými znalosťami botaniky, paleontológie, kvartérnej geológie a ďalších vedných disciplín. Takto sa neskôr dostáva od výskumu súčasných mäkkýšov (zoológie) ku geológii, k všestrannému výskumu kvartéru so špecializáciou na skupinu *Mollusca* a ich využitie pre stratigrafiu a paleogeografiu kvartéru. K takémuto nasmerovaniu sa dostáva jednak počas prác na Ústrednom ústave geologickom v Prahe a neskôršie aj na Geologickom ústave ČSAV v Prahe.

V Ústrednom ústave geologickom v Prahe pracuje v rokoch 1948—1963, najprv ako interný aspirant, neskôr ako vedecký pracovník. Tu sa zameriava predovšetkým na regionálny geologický výskum kvartérnych sedimentov na Žatecku, východnom Polabí, na zátopnom území Lipenskej priehrady na Šumave a ďalších. Od r. 1956 do r. 1963 bol poverený zostavovaním prehľadnej mapy pôdnych substrátov a ložísk minerálnych hnojív na území ČSSR, zároveň pôsobí tiež ako inštruktor expedičných skupín Komplexného prieskumu pôd (KPP) — išlo o poľnohospodárske pôdy pod gesciou Ministerstva poľnohospodárstva. V priebehu praktického vykonávania spomínaných prác, či už regionálneho geologického

výskumu, alebo sledovania pôdných substrátov, sa úzko oboznamuje s ostatnými geovednými disciplínami, geofyzikou, litológiou, paleopedológiou, pôdoznalectvom atď., avšak najväčšiu pozornosť sústreďuje na problémy biostratigrafického výskumu kvartéru, najmä na podklade mäkkýšov. Svoje závery opiera o veľké bohatstvo faktických materiálov, ktoré postupne v pomerne krátkom čase zhromažďoval s jemu príznačnou neobyčajnou starostlivosťou. Takto rozširuje poznatky o biostratigrafii kvartéru prakticky z celého územia ČSSR na jednej strane a na druhej ich rozvíja v celej šírke v korelácii nielen na európskom kontinente, ba aj vo svetovom meradle.

Od roku 1963 dodnes je vedúcim vedeckým pracovníkom Geologického ústavu ČSAV, neskoršie Ústavu geologie a geotechniky ČSAV v Prahe, kde vedie laboratórium kvartérnej geológie. Vysokú vedeckú hodnosť doktora geologických vied (DrSc.) získava za prácu „Quartärmollusken der Tschechoslowakei“ v r. 1967.

Hlavné smery rozvíjania doterajšej vedeckovýskumnej činnosti Dr. Vojena Ložeka, DrSc., môžeme približne zhrnúť do nasledujúcich okruhov.

Štúdium sprašových sérií, v nich vytýčenie sedimentačného, pôdotvorného a odnosového cyklu, potom korelácia jednotlivých typov sérií, sedimentov a pôd s charakteristickými spoločenstvami mäkkýšov.

Výskum sladkovodných vápencov (travertínov) — ich genetická klasifikácia a vytvorenie relatívneho stratigrafického systému.

Kvartér krasu — povrchových aj jaskynných sedimentov, riešenie problematiky ich genézy a praktického využitia pre kvartérnu geológiu.

Úzka spolupráca s archeológiou (pri výskume stratotypových lokalít alebo regionálnych celkov, ako: Dolní Věstonice—Pavlov, Gánovce, Bojnice, Moravský kras, Moravany, Banka, Vlčkovce, Levice atď.).

Veľký dôraz na nové smery výskumu holocénu, najmä jeho paleogeografických podmienok, paleoklímy atď., založené hlavne na poznávaní nerašelinných sedimentov s plným použitím paleomalakozoológie.

V rozvíjaní nového vedného odboru, nazývame „história krajiny“ a jeho aplikácia predovšetkým v krajinnej ekológii.

Veľké úsilie vynakladá pri zovšeobecňovaní analytických poznatkov, pri stanovovaní jednotného klimatického, sedimentačného a pôdotvorného cyklu kvartéru v korelácii so striedaním charakteristických spoločenstiev mäkkýšov.

Rozpracovávanie biostratigrafickej metódy, označovanej ako „malakoanalýza“, — ako paralely k pefovej analýze v paleobotanike, založenej na rozbere mäkkýšovej fauny.

Od roku 1939, keď V. Ložek zverejnil svoju vedeckú prvotinu, doteraz opublikoval viac ako sedemstvo (700) pôvodných vedeckých článkov z odboru kvartéru, malakozoológie, pedológie, geomorfológie, ochrany prírody atď. v rôznych zborníkoch, časopisoch, bulletinoch. Je publikačne činný aj v zahraničí: NSR, NDR, Poľsko, ZSSR, Rakúsko, Holandsko, Francúzsko, Švédsko, Veľká Británia, Juhoafrická republika a USA.

Vzhľadom na neobyčajne bohatú a rozmanitú článkovú publikačnú činnosť nebudeme uvádzať jeho jednotlivé tituly článkov, uvedieme len knižné a samostatne vydané publikácie:



- 1948 — Prodrómus českých měkkýšů. Příroda a věda, sv. 3, 177 str., tab. I—XII. Praha.
- 1949 — Studie českých stepí na základě recentních i fosilních měkkýšů. Rozpravy II. třídy České akademie, LVIII, č. 18, 90 str., tab. I—II, Praha.
- 1955 — Měkkýši československého kvartéru. Rozpravy Ústř. Úst. geol., XVII, 510 str., 3 př., tab. I—XII. Praha.
- 1956 — Klíč československých měkkýšů. Vyd. SAV, 437 str., Bratislava.
- 1964 — Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy Ústř. Úst. geologickeho, 31, 375 str., Tab. I—XXXII, Beil. II—IV. Praha.
- 1973 — Příroda ve čtvrtohorách. Academia, 372 str., tab. I—XXVI, Praha.
- 1976 — Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartäre im Lichte malakozoologischer Untersuchungen. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 86, 8, 97 str., tab. 10. Praha.
- 1977 — Q. Záruba—V. Bucha et V. Ložek: Significance of the Vltava terrace system for Quaternary chronostratigraphy. Rozpravy ČSAV, ř. MPV, 87, 4, 89 str. pl. I—IV, sklad. V. Praha.
- 1982 — Faunengeschitliche Grundlinien zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände in Mitteleuropa. Rozpravy ČSAV, ř. MPV, 92, 4, 106 str., Taf. 1—8, Beil. I—III. Praha.

Okrem rámcove uvádzanej neobyčajne plodnej vedeckovýskumnej práce, publikačnej činnosti Dr. Vojena Ložeka, DrSc., je pre neho príznačná pomerne rozsiahla odborná-organizátorská práca, a to tak doma v ČSSR, ako aj v zahraničí, kde je spojená s prezentáciou výsledkov na rôznych kongresoch a komisiách, predovšetkým INQUA. Od r. 1961 (INQUA vo Varšave) pracuje v komisii pre výskum spraší, holocénu, pôd, stratigrafie kvartéru. Podieľa sa na práci IGCP programov, a to č. 24 — „Kvartérne zaľadnenie severnej pologule“, č. 158 — „Paleohydrologické zmeny v miernom pásme v posledných 15-tisíc rokoch“. V roku 1962 organizoval zasadnutie v ČSSR sprásovej komisie INQUA, neskoršie sa ešte zúčastnil na organizovaní dvoch zasadnutí holocénnej komisie INQUA u nás (NDR + Čechy, Slovensko).

Jubilujúci Dr. Vojen Ložek, DrSc., má za sebou aj bohatú spoločensko-odbornú činnosť; je konzervátorom-špecialistom štátnej ochrany prírody, členom troch poradných zborov veľkoplošných chránených území, členom komisie životného prostredia ONV Praha 5, externým členom Kabinetu životného prostredia pri Prezídiu ČSAV. V tejto jeho práci sa plne odráža činnosť vedca, organicky spojená s každodennými potrebami praxe. Aj ako dlhoročný člen predsedníctva Českého svazu ochránců prírody a člen predsedníctva ÚV Českej speleologickej spoločnosti dokáže vzbudiť u širokej verejnosti záujem o ochranu prírodných krás našej vlasti. Obzvlášť obdivuhodný v tomto smere je jeho prístup k mladým ľuďom, ku ktorým sa vie prihovoriť zrozumiteľným jazykom, dokáže mládež získať, dosiahnuť, že so záujmom ochotne prijíma jeho názory, rady. Veď v tomto smere nie je odmysliteľná jeho prítomnosť na rôznych zrazoch, táboroch ochrancov prírody či na Slovensku (TOP), alebo v Čechách (BRONTOCAMP). Takto sa postupne vedecký záber V. Ložeka z jeho širokej tematickej základne obracia aj k riešeniu zákonitostí vývoja krajiny (súčasnej i minulej), zameriava sa na prognózu vývoja životného prostredia, usiluje sa o aktívne ovplyvňovanie tohto vývoja.



S jemu vlastnou vervou sa venuje publikačno-organizátorskej práci ako člen redakčných rád: Vesmír, Živa, Památky a příroda, Naši přírodou, Bohemia Centralis a tiež ako vedúci redaktor zborníka Československý kras.

Dr. Vojen Ložek, DrSc., sa v plnej miere sústreďuje aj na plnenie svojich pedagogických povinností. Od roku 1967 prednáša na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity prednášky o vývoji československej prírody pre poslucháčov zoológie, botaniky a životného prostredia. Bol školiteľom celkove 5-tich aspirantov.

Dr. Vojen Ložek, DrSc., za svoju doterajšou prácu dostal niekoľko uznání a ocenení v zahraničí. V r. 1968 sa stal „Honorary Member of Philosophical Society of Cambridge“ vo Veľkej Británii. Od r. 1980 je „Nositeľom Albrecht Penck Medaille“ (Deutsche Quartärvereinigung — NSR), doma „Medaile a diplom Za zásluhu o budování Středočeského kraje 1968 a 1975“.

V rámci orgánov ČSAV je členom Vedeckého kolégia geológie a geografie ČSAV (predseda komisie pre ochranu prírody a popularizáciu) a Vedeckého kolégia biológie organizmov, populácie a spoločenských ČSAV.

S menom Dr. Vojena Ložeka, DrSc., je úzko spojený aj rozvoj kvartérnej geológie, malakozoológie a ochrany prírody na Slovensku. Dialo a deje sa tak nielen vďaka jeho rozsiahlej a vysoko fundovanej vedeckopublikačnej činnosti, ale predovšetkým vďaka priamym osobným kontaktom, či už s kvartérnymi geológmi, alebo pracovníkmi rôznych múzeí, ochrany prírody atď. Začiatky jeho spolupráce na Slovensku sa viažu s archeologickými výskumami (v r. 1948 v Gánovciach, v r. 1949 v Moravoch, Banke, Zamarovciach), neskoršie v okolí Košíc (HUKO), v Slovenskom krase, na Spiši (Dreveník, Pažica, Sivá Brada, Sobocisko) v Nízkych Tatrách, Muránskej planine. V päťdesiatych rokoch na Podunajskej nížine, kde veľmi úzko nadväzuje na predchádzajúce práce Petrboha.

Približne od roku 1967 doposiaľ veľmi úzko spolupracuje so Štátnou ochranou prírody na Slovensku. Má neoceniteľnú zásluhu pri prípravách podkladov pre vyhlásenie ochrany prírodných celkov (Súľov, Rozsutec, Gaderská dolina, Malá a Veľká Fatra, Ohnište v Nízkych Tatrách, teraz CHKO Slovenský kras atď.).

Vyššie načrtnutá všestranne orientovaná aktivita Dr. Vojena Ložeka, DrSc., predstavuje ho v komplexnosti ako vedca, ktorý sa značnou mierou zaslúžil o rozvoj našej a svetovej kvartérnej geológie. Žiada sa však predovšetkým podčiarknuť, že sa zapísal do geológie ako jeden z najvšestrannejšie vzdelaných prírodovedcov, ako osobnosť s prirodzenou autoritou, vedec milujúci svoju prácu, žijúci pre prácu, ktorej venoval celý svoj talent, energiu, erudíciu, tvorivosť, koncepcnosť, organizátorské schopnosti, húževnatosť, smelý optimizmus a ďalšie ľudské dispozície prakticky od svojej mladosti. Je inšpirujúcim vzorom uvedomelého, rozvážneho, obetavého, statočného, skromného človeka. Je reálnym optimistom, svojím pôsobením umocňuje sily, aktivizuje sebadôveru vo svojom okolí v snahe výrazne pokročiť vpred v riešení problémov v geológii, dodržiavať krok s progresom vo svete. Dominantou jeho práce je tiež vzácna jednota spojená s pochopením nevyhnutnosti prepojenia teoretického výskumu s praktickou aplikáciou. Takého ho pozná každý, kto s ním prichádza do pracovného kontaktu, takého ho poznáme aj my z našej mnohoročnej neformálnej spolupráce na Slovensku.

Ešte raz blahoželáme Dr. Vojenovi Ložekovi, DrSc., k jeho životnému jubileu a prajeme mu zdravia a sviežosti do ďalšej tvorivej práce pre rozvoj našej a svetovej kvartérnej geológie.

Dr. Imrich Vaškovský, DrSc.



## *K životnému jubileu Ing. Jaroslava Ibrmajera, DrSc.*

V roku 1986 sa dožíva šesťdesiatich rokov jeden z najvýznamnejších československých geofyzikov Ing. Jaroslav Ibrmajer, DrSc., ktorý svojou húževnatou a cieľavedomou prácou vybudoval v Československu užitú geofyziku na vysokej odbornej úrovni.

Narodil sa 5. 7. 1926 v Českých Veleniciach. Po maturite na reálnom gymnáziu v Plzni roku 1945 študoval na Českom vysokom učení technickom v Prahe odbor zememeračské inžinierstvo. Po skončení vysokoškolských štúdií v februári 1950 ako štipendista Generálneho riaditeľstva čs. dolov absolvoval kurz užitej geofyziky, ktorý usporiadal Ústredný ústav geologický v Prahe. V roku 1950 nastúpil ako geofyzik v n. p. Československé naftové doly v Hodoníne a v januári 1951 bol vyslaný ako štipendista čs. vlády na štúdium vedeckej ašpirantúry do ZSSR. Študoval v Naftovom inštitúte v Moskve špecializáciu užitá geofyzika. Po úspešnom zakončení štúdia v ZSSR v júni 1954 nastúpil do Ústavu pre naftový výskum v Brne, kde pracoval vo funkcii vedúceho výskumu, venoval sa hlavne rozvoju výskumnej geofyziky. V roku 1959 bol poverený vykonávaním funkcie riaditeľa v novovzniknutom Ústave užitej geofyziky. Po zlúčení výskumných a prieskumných pracovísk užitej geofyziky v ČSSR v roku 1965 sa stal riaditeľom tejto zjednotenej organizácie — Ústavu užitej geofyziky, od roku 1973 n. p. Geofyzika. V roku 1979 úspešne obhájil doktorskú dizertačnú prácu na tému „Tíhové mapy ČSSR a jejich geologická interpretace.“

V roku 1957 bol poverený funkciou celoštátneho koordinátora vládnej úlohy „Gravimetrická mapa ČSSR 1:200 000“. Na tejto úlohe spolupracovali takmer všetky geofyzikálne pracoviská a na jej úspešné splnenie bolo potrebné vynaložiť mimoriadne úsilie a preukázať vynikajúce organizačné schopnosti. V roku 1964 bola vládna úloha úspešne ukončená. Jej výsledkom boli gravimetrické mapy Bouguerových anomálií v mierke 1:200 000 z celého územia ČSSR, ktoré sú jedinečným dielom československej geofyziky.

Vedecká činnosť Ing. J. Ibrmajera, DrSc. bola zameraná na kvalitatívnu a kvantitatívnu interpretáciu anomálií sily tiaže. Medzi hlavné dosiahnuté výsledky možno





zaradiť interpretáciu reliéfu predterciérneho podložia Podunajskej a Východoslovenskej nížiny, zostavenie schémy hlbinej stavby ČSSR s vyznačením základných zlomov, priebehu moho-diskontinuity a hlbinných štruktúr. Výsledky svojich prác predniesol na mnohých domácich i medzinárodných sympóziách a konferenciách, kde vyvolal mimoriadny záujem. Zverejnil ich v početných publikáciách doma i v zahraničí.

Oceňujeme jubilatovu veľkú zásluhu na prehlbovaní medzinárodnej spolupráce so socialistickými krajinami v oblasti geofyziky a úsilie, ktoré vynaložil pri rozširovaní československej expertíznej geofyzikálnej činnosti v rozvojových krajinách, ale i pri prehlbovaní spolupráce s Geofyzikálnym ústavom ČSAV, Geofyzikálnym ústavom SAV, geofyzikálnymi pracoviskami na vysokých školách a s Geologickým ústavom D. Štúra. Na tomto mieste treba zvlášť oceniť jeho úsilie o dobrú spoluprácu s geológmi, v rámci ktorej sa dosiahli významné vedecké výsledky pri riešení problematiky hlbinej stavby ČSSR.

Ing. J. Ibrmajer, DrSc. je riaditeľom národného podniku Geofyzika, Brno, ktorý má celoštátnu pôsobnosť. Súčasťou podniku sú viaceré závody. Najväčší z nich, Geofyzika, n. p., Brno — závod Bratislava, má štyri vysunuté pracoviská, a to v Košiciach, Spišskej Novej Vsi, Banskej Bystrici a Banskej Štiavnici. Je mimoriadne cenná jeho sústavná podpora a starostlivosť, ktorú venuje vytváraniu priaznivých podmienok pre ich kádrový i materiálny rozvoj.

Je iniciátorom zakladania komplexných racionalizačných brigád pri Geofyzike, n. p., Brno, pričom hlavný dôraz kladie na efektívnosť geofyzikálneho výskumu a prieskumu. Veľký význam pripisuje racionalizácii a modernizácii prístrojovej techniky. Má priamy podiel na zavedení moderného spracovania geofyzikálnych údajov na samočinných počítačoch.

Ing. J. Ibrmajer, DrSc. svoje odborné znalosti uplatňuje aj v rôznych funkciách RVHP v odbore užitej geofyziky. V roku 1975 bol vymenovaný za československého zmocnenca pre medzinárodné koordinačné centrum RVHP v rámci rozvoja socialistickej ekonomickej integrácie pre problém automatizovaného spracovania seizmických a karotážnych údajov. Niekoľko rokov pracoval ako predseda geofyzikálnej komisie Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie pre ČSSR.

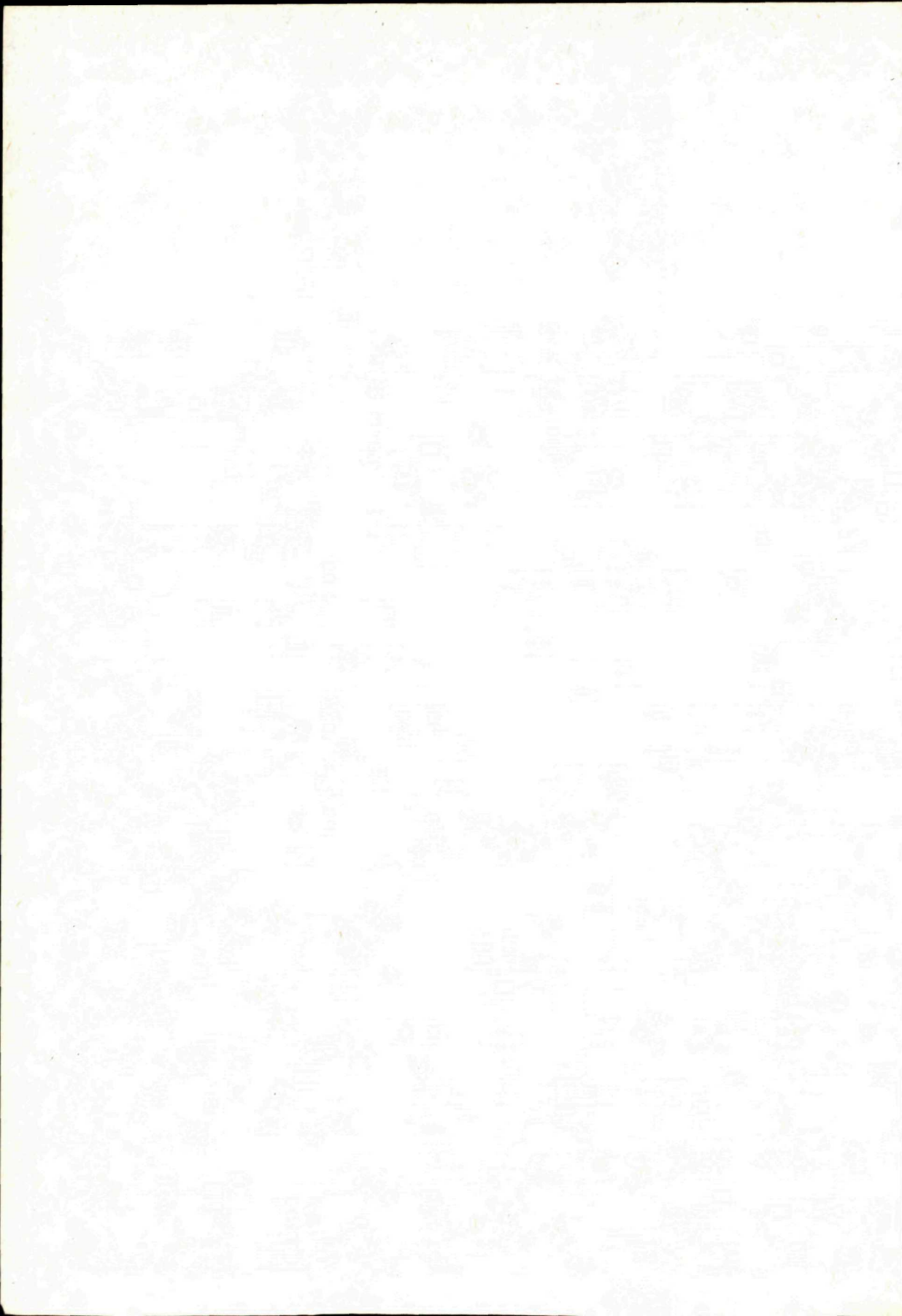
Pre svoje vynikajúce odborné znalosti sa stal členom mnohých odborných komisií a rád. Je členom vedeckého kolégia AG ČSAV, členom komisie pre obhajoby kandidátskych a doktorských dizertačných prác v odbore užitej geofyziky na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe a členom vedeckej rady Univerzity J. E. Purkyně v Brne. Na prírodovedeckej fakulte UJEP v Brne prednáša užitú geofyziku.

Naša spoločnosť ocenila cieľavedomú odbornú i politickú činnosť a výsledky prác Ing. Jaroslava Ibrmajera, DrSc. mnohými vyznamenaniami, medzi inými aj štátnou cenou Klementa Gottwalda v roku 1973. Je potešiteľné, že životné jubileum ho zastihuje v plnom zdraví, v nevšednom pracovnom eláne a že i pri veľmi náročnej funkcii podnikového riaditeľa si stále nachádza čas aj na odbornú prácu. Jeho zásluhou sa geofyzikálny výskum Západných Karpát rozvinul v posledných desaťročiach do nebývalej šírky a hĺbky, čím sa zásadne posunulo vpred naše poznanie geologickej stavby tohto zložitého pohoria.



Slovenskí geológovia vysoko oceňujú zásluhy Ing. Jaroslava Ibrmajera, DrSc. o rozvoj geofyzikálnych a geologických disciplín a želajú mu do ďalších rokov dobré zdravie, osobné šťastie a ešte veľa tvorivých síl.

Oto Fusán





Bohumil Molák — Oto Miko — Eva Planderová — Juraj Francú

## Staropaleozoické metasedimenty na južných svahoch Nízkyh Tatier v oblasti Jasenia

10 obr., 2 tab. v texte, 5 fotogr. tab. (I—V), angl. resumé

**Abstract.** Significant structures and fault zones were found in the Dumbier crystalline complex in the western part of the Nízke Tatry Mts. There are also metasediments of various types and ages.

Early Paleozoic — Devonian metasediments originally showing the character of graywackes, sandy graywackes and conglomerates, are characterized by the presence of dark carbonic-organic matter (studied in detail by x-ray methods, DTA; measurements of light reflectivity, a.o.). The presence of preserved structures and palynomorphs in these rocks, and mineral associations of metamorphites, and the results of the study of carbon matter prove that the Variscan metamorphosis of rocks did not surpass the border of the middle part of the green schist facies.

### Úvod

Oblasť ležiaca v západnej časti Nízkyh Tatier, približne ohraničená na severe ich centrálnym hrebeňom (Skalka 1549 m, Latiborská hofa 1643 m), na juhu bočným výbežkom Ráztockej hole (k. 1565 m) až Ráztockých polian (k. 1335 m) a na východe dosahujúca údolie doliny Gelfúsovej, predstavuje z geologického hľadiska priestor dôležitý pre riešenie viacerých závažných otázok nízkotatranského kryštalinika. Na pomerne malom, avšak tektonicky veľmi exponovanom území sa vyskytujú skoro všetky dosiaľ vyčlenené typy metamorfovaných i granitoidných hornín kryštalinika spolu s ďalšími komplexmi, prítomnosť ktorých dosiaľ nebola známa. Navyše už v minulosti sa v tejto oblasti vedelo o výskytoch Sb-rúd a v širšom okolí i Pb-Zn rúd. V súčasnosti tu prebieha prieskum západného pokračovania W-Au zrudnenia nájdeného v oblasti Kyslej.

Názory na stavbu, vek, litologickú náplň a metamorfózu hornín tatrindného a veporidného kryštalinika, ktoré prevládali pred 20—30 rokmi (napr. M. MÁŠKA—V. ZOUBEK in T. BUDAY et al. 1961, J. KAMENICKÝ in M. MAHEL et al. 1967 a i.) boli už vo viacerých smeroch prekonané. Hlavne v poslednom desaťročí vykonané geologické mapovanie v mierke 1:25 000 (i podrobnejšie) doplnené modernými metódami výskumu prinieslo viacero nových poznatkov (O. MIKO et al. 1977). Ďalšie výrazné zintenzívnenie geologickej výskumnej činnosti pokračuje na tomto území aj v súčasnosti, v súvislosti s riešením úlohy zameranej na vyhľadávania W-Au zrudnenia. Zdrojom najnovších poznatkov o geolo-

RNDr. Bohumil Molák, RNDr. Oto Miko, CSc., RNDr. Eva Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava  
RNDr. Juraj Francú, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

gickej stavbe územia sa stalo podrobné geologické mapovanie v mierke 1 : 10 000, ako aj banské a vrtné práce zamerané na vyhľadávanie a overovanie zásob rúd uvedeného typu (J. PECHO et al. 1980, V. BEZÁK—A. KLINEC 1980, 1983, B. MOLÁK—J. GOREK in A. KLINEC et al. 1983, J. PECHO et al. 1982, 1983 a i.).

Súčasťou vykonaných prác bolo i skúmanie vzoriek biostratigrafickými metódami a mineralogicko-petrografický výskum (zahrňujúci tiež podrobné skúmanie grafitu a subgrafitických hmôt v horninách); výsledky uvádzame v ďalšom texte. Získané poznatky vrhajú nové svetlo na viaceré dosiaľ problematické otázky kryštalinika Nízkych Tatier, a tým i celých Západných Karpát.

### Geologická stavba skúmaného územia

Geologická stavba Ďumbierskej časti nízkotatranského kryštalinika je oveľa zložitejšia než sa predpokladalo v minulosti. Na jej zostave sa podieľajú viaceré jednotky rôzneho veku a litologického zloženia, oddelené od seba zväčša tektonicky.

Už v r. 1931 J. KOUTEK nastolil otázku auto- alebo alochtonity komplexov budujúcich kryštalické jadro Nízkych Tatier. Okrem ortorúl vyčlenil aj úzku tzv. migmatitovú zónu vystupujúcu južnejšie od granitoidného masívu; predpokladal tiež existenciu intenzívneho predtriasového vrásnenia. Podobne V. ZOUBEK (1951, tiež in D. ANDRUSOV—J. KOUTEK—V. ZOUBEK 1951) opisuje migmatity Ďumbierskej zóny vystupujúce v úzkom pásme medzi žulami a starším kryštalinickým komplexom. Neskôr D. KUBINY (1956) premenoval toto pásmo na prikontaktnú, resp. endokontaktnú zónu; južnejšie vyčlenil zónu exokontaktnú. Prikontaktnú zónu chápal ako bezprostredné podložie Ďumbierskej intrúzie, ktorá prenikla od severu a kontaktno ovplyvnila komplex kryštalických bridlíc. Vlastný styk granitoidov s metamorfovanými komplexmi považoval za tektonický. Obdobne aj V. ZOUBEK (in M. MAHEL et al. 1964) uvádza hranicu medzi južnejšie ležiacimi migmatiticko-rulovým pásmom so severnejšie vystupujúcim granitoidným komplexom ako tektonickú; predstavuje ju niekoľkokilometrový pruh mylonitov. Kontakt po stránke štruktúrno-geologickej podrobne preskúmal K. SEGL (1970, 1976, 1981), pričom konštatoval, že kým v západnej časti Nízkych Tatier má styk granitoidov s migmatitmi charakter disjunktívnej dislokácie vyznačenej mylonitmi, východnejšie je medzi nimi pozvoľný prechod cez štádiá hybridných, mezoskopicky anizotropných granitoidov. V práci z r. 1981 autor (l. c.) označil poruchové pásmo oddeľujúce komplex metamorfítov od granitoidov ako zlom Sifrovej. Je dlhý približne 25 km, od údolia Sopotníčky až po Demänovku. V okolí ložiska Husárka skúmal tento styk M. SLAVKAY (1971). Podľa I. LEHOTSKÉHO et al. (1971, 1973, tiež I. LEHOTSKÝ 1977) sú medzi nebulitickými migmatitmi, hybridnými granitoidmi a granodioritmi Ďumbierskeho typu plynulé prechody, len miestami narušené mladými tektonickými procesmi.

O. MIKO (1975, tiež in O. MIKO et al. 1977) uvádza, že stavba kryštalinika na južných svahoch Nízkych Tatier je šupinovo-bloková. Obdobne V. BEZÁK—A. KLINEC (1983) konštatovali existenciu šupín migmatitov, vzniklých pôsobením mechanizmu plochých násunov kryštalických komplexov počas alpínskych tektonických procesov, ako aj blokovými pohybmi. Výrazné poruchové pásmo oddeľujúce tzv. nebulitovú zónu od južnejšie vystupujúcej vlastnej migmatitovej zóny, budovanej hlavne rulami a migmatitmi s pásikavou a očkatou textúrou, bližšie charakterizoval O. MIKO (l. c.). Táto hranica prechádza na území listu Jasenie od uzáveru Bukoveckej doliny sedlom 300 m západne od Ráztockej hole (k. 1565 m); pri ústí Melicherky zbieha do doliny Bielej vody a ďalej, pretínajúc údolie Viržingu, Pejkov



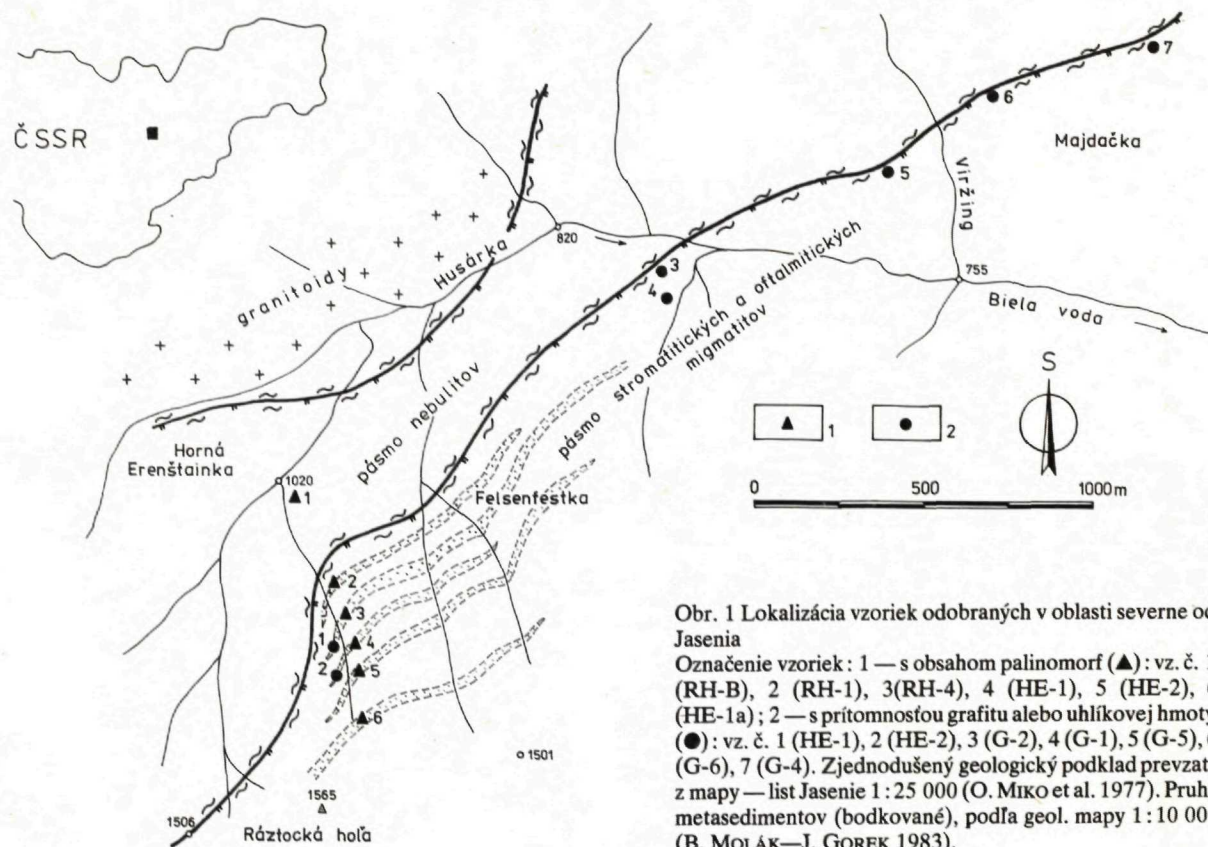
grúň, doliny Gelfúsová a Špiglová, pokračuje svv. smerom do Struhárskeho sedla. Uvedená významná tektonická zóna je zjavná morfológicky, dokumentovaná v odkryvoch a prejavuje sa tiež vývermi vôd. Šírka zóny je od niekoľko desiatok metrov až najviac do 100—120 m, so sklonmi 50—80° k JV. Oddeľuje dva komplexy kryštalinika, ktoré sa od seba výrazne líšia stupňom premeny (na jednej strane ruly-migmatity, na druhej nebulity-granitoidy) a okrem toho sa pozdĺžne alebo priamo v nej nachádzajú zvyšky (šupiny) cudzích, zjavne menej metamorfovaných komplexov. Našu pozornosť upútala aj tým, že sa v jej okolí zistili anomálne zvýšené obsahy scheelitu v šlichoch (M. PULEC in O. MIKO et al. 1977) a našlo sa tu aj množstvo úlomkov hornín s bohatým W-zrudnením (M. PULEC et al. 1977).

Získané poznatky podnietili ďalšiu intenzívnu vyhľadávaciu a prieskumnú činnosť zameranú na sledovanie zrudnenia (J. PECHO et al. 1980, 1982, 1983). Bola prehodnotená celková geologická stavba a boli vyčlenené viaceré štruktúrne jednotky. V. BEZÁK a A. KLINEC (1980, 1983, tiež in J. PECHO et al., l. c.) predložili nový model vzniku stavby predmetného územia. Po stránke štruktúrne-tektonickej charakterizovali stavbu oblasti ako antifonnú, s prítomnosťou viacerých tektonických šúpín.

J. KOUTEK (1931) konštatoval, že popri vlastnom kryštaliniku sa na zložitej stavbe územia podieľajú aj sedimenty „permotriasu“ atď., „... ktoré se účasnily vrásnění jádra, zachovaly se v úzkých lehkých synklinálách...“ (l. c., str. 421). Prítomnosť hornín mezozoického obalu uvádza aj V. ZOUBEK (1951) a D. KUBÍNY (1958); ich štruktúrne pozíciu charakterizoval K. SIEGL (1976). Na ďalšie nové výskyty hornín obalovej série mezozoika, vystupujúce v Šifrovej doline a ďalej v smere jej západného pokračovania medzi Hesticinou a Kyslou až po Ráztocké poľany, upozornil O. MIKO a A. BIELY (in O. MIKO et al. 1977).

Počas účelového geologického mapovania oblasti medzi dolinami Gelfúsovou a Šifrovou boli zistené ďalšie výskyty metasedimentov a metavulkanitov, tektonicky vklínených medzi migmatity. Predpokladal sa ich vrchnopaleozoický, permský vek. V niektorých vzorkách z povrchu aj z vrtovej našla E. PLANDEROVÁ (in J. PECHO et al. 1980, 1982, 1983) dobre zachované zvyšky spoločenstiev palinomorf, s prevahou spoločenstiev spodnopermských. Z hľadiska najhojnejšieho výskytu „zaklínených“ útržkov slabometamorfovaných mladopaleozoických a triasových hornín považuje V. BEZÁK a A. KLINEC (1980) za najdôležitejšie poruchové pásmo, ktoré oddeľuje tzv. štruktúru doliny Špiglová od južnejšie vystupujúceho pásma Struhára. Pruhy mylonitizovaných hornín s vložkami metasedimentov, ktoré v oblasti Biela voda—Sopotnica našiel B. MOLÁK a J. GOREK (in A. KLINEC et al. 1983), zaradili uvedení autori na základe analógie do spodného permu. Aj horniny vystupujúce v sv. pokračovaní pásma v Lomnistej a Vajskovskej doline boli označené obdobne (A. KLINEC et al., l. c.).

V období prípravy geologickej mapy — list Jasenie 1:25 000 — jeden zo spoluautorov (O. MIKO) našiel na viacerých miestach tmavé, drobnozrnité bridličnaté horniny obsahujúce okrem kremeňa a lupienkov slúd aj tmavú, metamorfovanú uhľikovú prímes — grafit. Uvedené horniny považoval za tektonometamorfné deriváty hornín kryštalinika. Počas podrobného geologického mapovania oblasti medzi údolím Bielej vody a Ráztockou hoľou začal tieto horniny systematicky zbierať a po mineralogicko-petrografickej stránke skúmať B. Molák. Zistili sme



Obr. 1 Lokalizácia vzoriek odobraných v oblasti severne od Jasenia

Označenie vzoriek: 1 — s obsahom palinomorf (▲): vz. č. 1 (RH-B), 2 (RH-1), 3(RH-4), 4 (HE-1), 5 (HE-2), 6 (HE-1a); 2 — s prítomnosťou grafitu alebo uhlíkovej hmoty (●): vz. č. 1 (HE-1), 2 (HE-2), 3 (G-2), 4 (G-1), 5 (G-5), 6 (G-6), 7 (G-4). Zjednodušený geologický podklad prevzatý z mapy — list Jasenia 1 : 25 000 (O. MIKO et al. 1977). Pruhy metasedimentov (bodkované), podľa geol. mapy 1 : 10 000 (B. MOLÁK—J. GOREK 1983).



(O. MIKO), že horniny tohto typu sa vyskytujú hlavne v poruchovom pásme tvoriacom hranicu medzi zónou rúl-migmatitov a nebulitmi (majú tu až charakter vedúceho horizontu — „marker“). Podobných poruchových pásiem oddeľujúcich jednotlivé tektonické šupiny je v oblasti severne od Jasenia viacej. Tmavé horniny so zvýšeným obsahom uhlíkovej hmoty sme našli v severných a severovýchodných svahoch Ráztockej hole (k. 1565 m), ako aj v smernom (sv.) pokračovaní uvedenej poruchovej zóny v okolí údolia Viržing a Pejkovho grúňa (obr. 1) i jz. v Ramženom a na východných svahoch Sopotníckej doliny (B. MOLÁK). Vyskytli sa aj v južnejšie vystupujúcich poruchových zónach (na obr. 1 neuvedené). Napríklad tmavé intenzívne deformované bridlice s vysokým obsahom metaantracitu sme zistili na hrebeni jv. od údolia Haliar, ako aj v jz. pokračovaní na západných svahoch Prostrednej doliny. Tmavé metasedimenty sa našli aj jz. od Ráztockej hole v závere Bukoveckej doliny (Pilárová), ďalej vo východných svahoch uvedenej doliny asi 1 km severne od údolia Matúšová (pravdepodobne ide o poruchové pásmo vedúce ďalej na sv. cez Tokáreň ku Kyslej), aj v južnej časti skúmaného územia neďaleko hranice kryštalinika s mezozoickými komplexmi v oblasti medzi údolím Ryzničky a Seče. Grafitizovaný kerogén sme identifikovali aj v niektorých vzorkách z vrto (napr. vo vrte L-5 z hornej časti Lomnistej doliny).

Pri geofyzikálnych meraniach (metóda vybudenej polarizácie) zistil V. VYBÍRAL (1982), že pre pásmo oddeľujúce zónu nebulitov od južnejšej zóny rúl-migmatitov v oblasti medzi Bielou vodou a Ráztockou hofou je charakteristická zvýšená hodnota zdanlivej polarizácie (až o 10 % pri základnom fóne 2—3 %). Podľa uvedeného autora tento úkaz mohol byť spôsobený prítomnosťou minerálov s elektrónovou vodivosťou (rudy?); nie je však vylúčené, že pôvodcom zvýšených hodnôt je v horninách prítomný grafit.

### Biostratigrafické vyhodnotenie metasedimentov

Komplexy metamorfítov Ľumbierskeho kryštalinika Nízkych Tatier, postihnuté vyššími stupňami regionálnej premeny (ruly, migmatity, amfibolity a i.), boli v súlade so staršími názormi považované zväčša za predkambrické. Avšak už v r. 1961 J. KANTOR pomocou metódy  $Ar^{40}/K^{40}$  konštatoval, že vek biotitických očkatých migmatitov z oblasti Kyslej je okolo 260 mil. rokov. Podľa L. KAMENICKÉHO (1973) amfiboly z amfibolitov odobraných v oblasti Trangošky majú vek 350 mil. rokov. V práci B. CAMBELA et al. (1977) sú tiež uvedené výsledky stanovenia vekov (hodnoty  $^{206}Pb/^{238}U$ ) niektorých minerálov z hornín nízkotatranského kryštalinika. Vek autigénneho monazitu z migmatitov od Srdiečka je 315 mil. rokov, vek zirkónov z tej istej vzorky 390 mil. rokov. Nová analýza pegmatitu pretínajúceho nebulitické migmatity v doline Spíglová (stanovenie pomocou  $Ar^{40}/K^{40}$  metódy) vykázala vek 325 mil. rokov (J. KANTOR in B. MOLÁK—J. GOREK 1983).

V posledných rokoch sa pod vplyvom nových palinologických nálezov zo širšej oblasti tatroveporidov stále častejšie uvažuje o paleozoickom veku časti kryštalinika. Prvé výsledky biostratigrafického skúmania (E. PLANDEROVÁ in J. PECHO et al. 1980, 1982) poukázali na vrchnopaleozoický vek niektorých metasedimentov vystupujúcich v oblasti severne od Jasenia. V niektorých vzorkách zo severných svahov Ráztockej hole (k. 1565 m) však E. PLANDEROVÁ (in B. MOLÁK—J. GOREK



1983, tiež in A. KLINEC et al. 1983) našla dobre zachovanú devónsku palinoflóru. Preto bolo zo žlabu v oblasti Hornej Erenštainky, reprezentujúceho prakticky súvislý profil vedený kolmo na vystupujúce štruktúry, odobraných (B. MOLÁK, E. PLANDEROVÁ) viacej vzoriek na palinologické skúmanie. Vzorky pochádzajú z prirodzených odkryvov vo výške 1020—1350 m (obr. 1). Z 15-ich skúmaných vzoriek boli niektoré negatívne na určiteľné palinomorfy, ale miestami obsahovali štruktúrnym kerogén. V šiestich vzorkách boli bohato zastúpené a dobre zachované spoločenstvá určiteľných palinomorf (tab. I).

Spoločenstvá palinomorf zo všetkých vzoriek uvádzame spolu, pretože neboli zistené podstatné rozdiely v ich druhovom zložení. Časť palinomorf pozostáva zo spór suchozemských rastlín; našli sa aj akritarchy patriace morskému planktónu. V získanom spoločenstve palinoflóry boli konštatované viaceré druhy typické pre devón, reprezentované hlavne rodmi *Hymenozonotriletes* sp., *Azonomonoletes* sp., *Rhabdosporites* div. sp., *Samarisporites* sp., *Archeozonotriletes semireticulatus* Tchibr. a *Archeozonotriletes* sp. Do spodného devónu patria nasledovné zistené druhy: *Cristatisporites* cf. *conannulatus* RICH., *Leiotriletes gulaferus* POT., *Azonomonoletes usitatus* TCHIBR., *Trachytriletes* cf. *lasius* (WALTZ) NAUM., *Cosmosporites* sp., cf. *Streelispora*, *Dictyotriletes gorgoneus* CRAMER, ako aj viaceré bližšie neurčiteľné druhy rodu *Emphanisporites*. Spodnému až strednému devónu (ems—eifel) náležia druhy *Granulatisporites triconvexus* STAPL. a *Accinosporites* sp., „A“ RIEGEL. Strednodevónske (eifel—givet) rody a druhy sú: cf. *Samarisporites*, *Leiotriletes* div. sp., *Rhabdosporites* cf. *langi* RICH., *Chelinospora* cf. *concinna* ALLEN a *Archeozonotriletes variabilis* (NAUM.) ALLEN. Zistený bol tiež jeden druh rastlinného pletiva — *Pullovicenites devonicus* (HUCKR.) SCHUSTER. Na zložení devónskeho planktónu sa podieľajú nasledovné druhy akritarch: *Veryhachium* sp., *Staplinium* cf. *cuboides* (DEUNFF.) a *Evittia* sp. i druh *Triangulina* cf. *alorgada* CRAMER známe z vrchného silúru až spodného devónu. Ďalej k spodnodevónskym druhom patrí *Ammonidium* sp., *Buedingisphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Protosphaeridium* sp. a *Veryhachium* cf. *valiente* CRAMER.

Palinomorfy boli početne aj druhove relatívne bohato zastúpené v skúmaných metasedimentoch, takže sme ich mohli vekovo zaradiť. Všetky určené druhy spór aj akritarch sú podľa literárnych údajov známe zo spodného až stredného devónu, pričom väčšina druhov je rozšírená v spodnom devóne. Vek hornín z profilu severne od Ráztockej hole môžeme teda považovať za devónsky. V práci uvádzame aj niektoré druhy, aké sa doteraz v Západných Karpatoch nenašli.

Porovnaním s inými preskúmanými lokalitami z veporidného kryštalinika sa zistila čiastočne odlišná palinoflóra, pričom najmä dobre zachované planktónové formy majú iné druhové zloženie. Niektoré druhy spór sú také isté ako vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole vo východnej časti Nízkych Tatier (Š. BAJANÍK et al. 1979). Svojou zachovanosťou sa však odlišujú od palinomorf z gemeridného staršieho paleozoika aj kryštalinika Malých Karpát. Mnohé druhy, najmä spóry výtrusných rastlín, sú rovnaké ako v spodnom až strednom devóne veporidného kryštalinika Nízkych Tatier z oblasti Beňuša a Bacúcha (E. PLANDEROVÁ—O. MIKO 1977); do určitej miery sa však odlišuje zloženie akritarch.



## Mineralogicko-petrografická charakteristika

V ďalšom stručne opíšeme skúmané metasedimenty, u ktorých bol palinologicky stanovený vek a u niektorých podrobne určený charakter prítomnej uhlíkovej hmoty. Charakteristika okolitých hornín kryštalinika (zväčša migmatitov rôznych typov a ich mylonitov) sa podrobne uvádza v iných prácach (napr. O. MIKO—E. LUKÁČIK in J. PECHO et al. 1980, 1982, 1983, B. MOLÁK—J. GOREK in A. KLINEC et al. 1983).

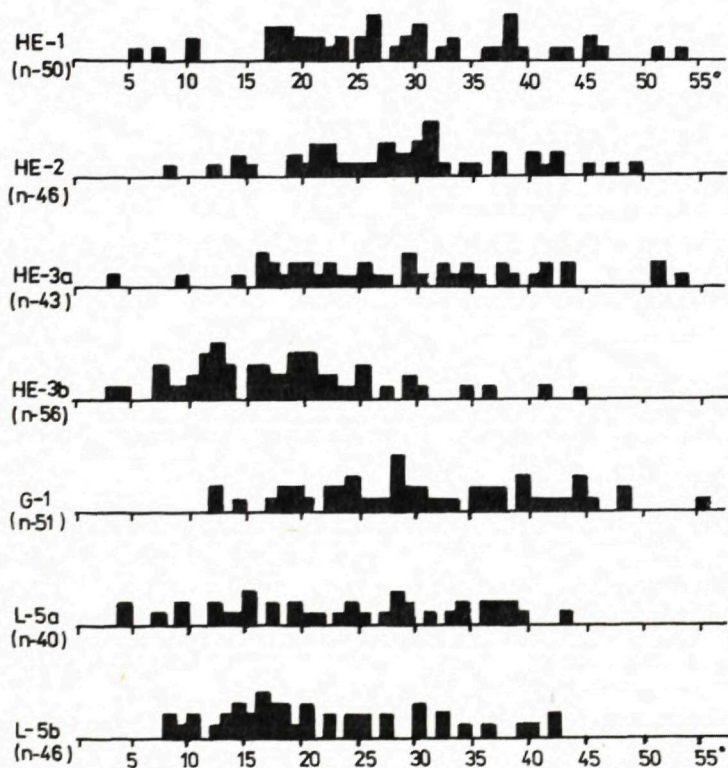
Pre horniny, ktoré sa stali predmetom nášho skúmania, je typická prímes tmavej hmoty bohatej na uhlík, ktorá im dáva tmavosivé až čierne sfarbenie. Voľným okom v nich vidíme iba zrná kremeňa, lupienky svetlých slúd a miestami i menšie úlomky hornín. Textúra je viac-menej výrazne bridličnatá, plošne-paralelná, často intenzívne deformovaná. Štruktúra hornín je blastopsamitická, so zreteľnými znakmi primárnej klastickej štruktúry. Vo väčšine prípadov ide o metamorfované sedimenty pôvodne charakteru drobnozrnných polymiktných psamitov s rôzne hojne prítomným pelitickým a aleuritickým tmelom. Veľkosť klastických zŕn iba ojedinele presahuje 2 mm (tab. II).

Nevytriedené zrná zväčša ostrohranných, menej polozaoblených a zaoblených tvarov tvorí hlavne kremeň (30—35 %), ktorý výrazne undulózne až mozaikovite zháša. Často býva deformovaný, vretenovito vyťahnutý a niekedy aj rekryštalizovaný. Za účelom porovnania deformačných a silicifikačných fáz bol v niektorých vzorkách meraný a štatisticky vyhodnotený uhol undulózneho zhášania kremeňa (metódu opísala S. M. DE HILLSOVÁ J. CORVALÁN 1964, I. REPČOK 1971). Zistili sme (B. MOLÁK), že vo vzorkách je prítomná zmes kremeňov do rôzneho stupňa deformovaných. Hlavné deformačné a silicifikačné fázy náležia alpínskemu orogénu (obr. 2). Na stupni undulózneho zhášania sa však v mnohých prípadoch odzrkadlili aj staršie deformačné etapy. Výnimkou je mylonitizovaná pararula (vz. č. HE-3b), v ktorej sú staršie fázy silne prekryté mladšími tektonodeformačnými a silicifikačnými procesmi z obdobia medzi strednou kriedou až terciárom.

Zrná živcov sme v skúmaných metasedimentoch pozorovali iba zriedkavo, pretože boli prevažne intenzívne sericitizované, rozložené, resp. rozptýlené v základnej hmote. V niektorých vzorkách sme okrem úlomkov šachovnicového albitu (po K-živcoch) pozorovali i novotvorený číry albit. Hojne sú prítomné lupienky svetlých slúd — muskovitov (5—7 %, veľkosť 0,8—2 mm i väčšie) deformovaných, ohýbaných a miestami rekryštalizovaných. Klastické lupienky biotitu boli prakticky úplne vybielené, za vzniku tmavých vylúčenín oxidov Fe a Ti. Iba ojedinele sa zachovali drobné lupienky uzatvorené v kmeni. V niektorých vzorkách bol náznak vzniku novotvoreného biotitu. Drobnolupenistý sericit tvorí prevládajúcu zložku základnej hmoty. Okrem neho sa na jej zložení (tvorí 45—65 % celkového objemu horniny) podieľajú aj drobné granblasticky rekryštalizované zrná kremeňa, karbonáty a uhlíková hmota, ktorú charakterizujeme nižšie. Karbonáty sú v hornine nerovnomerne roztrúsené (obsah do 5 %), tvoria miestami drobné zhluky zŕn, šmuhy a nachádzajú sa aj vo výplni mladších trhliniek. Drobnolupenistý chlorit je prítomný len v malom množstve (do 0,5 %). Vo varietách intenzívnejšie postihnutých

tektonodeformačnými procesmi sú drobné lupienky slúd usporiadané do výrazných dynamofluidálnych pásov. V tlakových tieňoch kremeň spolu so sericitom vytvorili tzv. bradaté zrná. Turmalín je hojne zastúpený (obsah do 1 %) a vo viacerých vzorkách dosť rovnomerne rozmiestnený. Tvorí väčšinou drobné prizmatické zrná (do 0,35 mm), niekedy je i čiastočne kryštálovo obmedzený. Jeho hojná prítomnosť v niektorých vzorkách spolu s vulkanickým materiálom je pravdepodobne analogická ako v prípade turmalínu, ktorý opísal z veporidného kryštalinika Nízkych Tatier O. MIKO—D. HOVORKA (1978). Ďalej boli v skúmaných horninách zistené tieto sprievodné minerály: apatit, zirkón, rutil—sagenit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny a limonit. Štruktúra pôvodne bazálnej základnej hmoty hornín je prevažne mikroepidogranoblastická až mikrolepidoblastická, lokálne granoblastická.

Súčasťou niektorých skúmaných vzoriek sú i drobné úlomky hornín. Nemožno presne stanoviť, či ide o úlomky magmatických hornín alebo metamorfítov. Iba v masívnej hnedosivej metadrobe z údolia Melicherky (vzorka odobraná asi 150 m južnejšie od vz. č. G-1) sú prítomné aj väčšie úlomky drobnozrnných metamorfovaných hornín (fylity?) s typickou lepidogranoblastickou štruktúrou. Vo vz. č. G-3



Obr. 2 Histogramy nameraných uhlov undulózneho zhášania kremeňa



z hrebeňa jv. od Haliara sú hojné litoklasty zložené z kremeňa, albitu a sericitu. Ojedinele boli vo vzorkách (napr. HE-2, G-2) identifikované zrná kremeňa a magmaticky korodovanými okrajmi. V ich záливоch sa nachádza veľmi jemnozrnná hmota pripomínajúca rekryštalizované vulkanické sklo — felzit. Uvedený poznatok svedčí o prítomnosti (kyslého?) vulkanického materiálu v niektorých skúmaných metasedimentoch.

Na základe zastúpenia jednotlivých minerálov, ich veľkosti, tvaru, štruktúr atď. môžeme skúmané horniny označiť ako metadroby (lokálne obsahujúce i vulkanickú prímes), blížiac sa miestami svojim zložením k metamorfovaným drobovým pieskovcom a metazlepencom.

Podľa uvedeného minerálneho spoločenstva možno konštatovať, že variská regionálna premena, ktorá postihla tieto horniny bola nízkoteplotná a vo väčšine prípadov nepresiahla strednú časť fácie zelených bridlíc. Tomuto nasvedčujú aj zachované primárne štruktúry hornín a zachovanosť organických zvyškov. Okrem regionálnej premeny boli horniny postihnuté intenzívnou alpínskou tektonodeformačnou premenou a lokálne premenou hydrotermálnou.

### Výsledky skúmania uhlíkovej hmoty

Pri skúmaní hornín vystupujúcich severne od Jasenia často sa bežnými petrografickými metódami nedali odlíšiť paleozoické metasedimenty od retrográdne metamorfovaných hornín a mylonitov kryštalinika. Aj keď sa našli organické zvyšky (palinomorf), ešte boli pochybnosti, či sa tieto nedostali do hornín preplavením po tektonických puklinách. Preto sme boli nútení hľadať inú metódu pre spoľahlivé zaradenie uvedených hornín. Pre riešenie problematických otázok sa ako najvhodnejšie ukázalo podrobné skúmanie uhlíkovej hmoty, ktorá je charakteristickou prímesou vyššie opísaných hornín. Obsah grafitu alebo grafitizovaného kerogénu v nich sa pohybuje od 0,1 do 3 % (max. vo vz. č. G-1). Hmota bohatá na uhlík tvorí v horninách najčastejšie šmuhy a menšie hniezda, ojedinele tiež nepravidelne obmedzené zrná. Často sa vyskytuje v dynamofluidálnych pásikoch spolu so sľudami a limonitom, pričom je spolu s nimi plasticky deformovaná.

Organická hmota obsahujúca prevažne uhlík býva bežnou prímesou sedimentárnych i metamorfovaných hornín. Táto hmota veľmi citlivo reaguje na pT-podmienky pôsobiace na ňu počas jednotlivých etáp jej vývoja. Premena organickej hmoty býva členená na etapu karbonifikácie (rašelinné až antracitické štádium) a následnú grafitizáciu. Okrem chemického zloženia východiskového materiálu má na proces karbonizácie rozhodujúci vplyv teplota a doba jej pôsobenia, a až pri grafitizácii sa čiastočne uplatňuje aj tlak. Charakteristickou vlastnosťou uhlíkovej hmoty v procese grafitizácie je zvyšovanie stupňa usporiadanosti kryštálovej štruktúry, ktorá priamoúmerne s teplotou rastie od prakticky amorfnej hmoty k dokonale usporiadanej grafitovej štruktúre. Pri karbonifikácii sa menia aj jej ďalšie fyzikálne a chemické vlastnosti, napr. vzrastá svetelná odraznosť vitrinitu  $R_0$ , neskôr aj pleochroický dvojdraz D (bireflexia), zvyšuje sa teplota vyhorenia (pri DTA), zvyšuje sa podiel C/H atď. Koncový člen karbonifikácie uhlíkovej hmoty má dvojrozmernú turbostratickú štruktúru s medzivrstevnými vzdialenosťami 0,344 nm. Počas následnej grafitizácie sa mení štruktúra na trojrozmernú, grafitovú. Ideálna štruktúra grafitu sa skladá z bazálnych rovín pozostávajúcich zo šesťuholníkovej siete, s medziatómovou vzdialenosťou C-C- 0,1415  $\mu\text{m}$ . Vzdialenosť medzi rovinami býva 0,33539  $\pm$  0,0001  $\mu\text{m}$ . Súhrnný

Vzorka	veľkosť zŕn [mm]	Rtg. analýza				DTA — $t_{\max}$ [°C]	Označenie		Fácia; štádium metam.	
		d(002) [nm]	$v/\bar{s}$ $v \frac{1}{2}$ výške [10 <sup>4</sup> c/s]	šírka $v \frac{1}{2}$ výške (index kryštál.)	výška piku 004 [cm]		C. A. Landis 1971	B. Kwiecińska 1980	F. J. Turner 1968	H. G. F. Winkler 1974
SL-1	< 0,2	0,3354	217,5	0,20	mimo grafu	870			granulitová f.	vysoké
ČK-MV <sub>1</sub>	< 0,1	0,3354	86,0	0,25	18	885	g	G	amfibolitová f.	stredné
G-1..	< 0,05	0,3355	75,8	0,285	16,8	790				
L-5a	< 0,02	0,3375	64,5	0,365	6,5	—	gd <sub>1</sub>	SG	f. zel. bridlic	nízke
Pol-1 <sub>2</sub>	< 0,05	0,3380	17,4	0,375	7,2	725			biotitová z.	
G-3	< 0,05	0,3390	19,7	0,46	2,6	725		MA	chloritová z.	
HE-2	< 0,002	0,3395	2,8	0,65	0	660	gd <sub>1</sub> A			
HE-1..	< 0,003	0,3410	0,69	0,75	0	645				
S-1	< 0,04	0,3440	1,9	1,80	0	550		A		
NS-2	< 0,001	0,3465	0,66	2,40	0	430; 530	gd <sub>2</sub>		zeolitová f.	veľmi nízke

/1 c = 6,708 – 6,710 Å; termometria: 695 – 705° C

/2 c = 6,738 Å; termometria: 400 – 450° C

\*\* prítomnosť dvoch druhov uhľikových hmôt vo vzorke

f. zelených bridlic



prehľad literatúry uvádza J. ČORBA (1975). Proces grafitizácie sa prejavuje tiež prudkým vzrastom pleochroizmu a ostrejšou rtg-difrakčnou odozvou (C. A. LANDIS 1971, E. S. GREW 1974, C. F. K. DIESSEL et al. 1978 a i.). Okrem hexagonálnej formy sa u grafitov vyskytuje aj forma rombická, ktorej percentuálne zastúpenie je najnižšie u grafitov s vysokým stupňom kryštalinity a vzrastá zároveň so znižovaním stupňa usporiadosti u prechodných členov. Môže však vzniknúť aj pri mechanickej deformácii kryštálovej štruktúry, napr. v dôsledku intenzívneho mletia. Zmeny v usporiadosti grafitovej štruktúry uvádzajú viacerí autori (napr. R. E. FRANKLIN 1951a, b, J. P. BOEHM—V. HOFMANN 1955, E. J. FREISE—A. KELLY 1963 in J. ČORBA 1975). Pre maximálny stupeň kryštalinity dosiahnutý pri progresívnej premene hornín je charakteristické, že naň neskoršia (i viacnásobná) premena nižšieho stupňa — diaforéza — nemá vplyv; premeny fyzikálno-chemických vlastností uhlíkovej hmoty sú teda irreverzibilné (B. A. BLUMAN et al. 1974, E. STACH et al. 1975, D. M. ŠENĎELIA et al. 1976, 1977a, b a i.). Vyššie uvedená vlastnosť grafitu zachovať si dosiahnutú štruktúru aj počas pôsobenia ďalších premen predstavuje princíp využitia tzv. grafitového termometra (D. M. ŠENĎELIA et al., l. c.), pomocou ktorého možno dostatočne presne stanoviť maximálnu teplotu metamorfnej premeny. Problematiku termometrie za pomoci grafitu, ako aj niektoré konkrétne výsledky stanovení z veporidného kryštalínika uvádza D. M. ŠENĎELIA et al. (1978). Skúmanie uhlíkovej hmoty rtg-metódami spomína tiež J. P. RAGOT (1976), B. KWIECINSKA (1980), P. ÁRKAI (1983), E. FRANK (1983) a ďalší autori.

V snahe rozšíriť poznatky o skúmaných staropaleozoických metasedimentoch, resp. doplniť údaje o stupni ich metamorfnej premeny, sme (B. MOLÁK, J. FRANČU) podrobne preskúmali organickú uhlíkovú hmotu. Použili sme metódy röntgenovej difrakčnej analýzy a diferenciálno-termickej analýzy, mikroskopickú fotometriu v odrazenom svetle a skúmanie pomocou elektrónového mikroskopu.

Materiál pre röntgenovú a diferenciálno-termickú analýzu bol získaný z hornín (B. MOLÁK) nasledovným postupom: čisté vzorky (o hmotnosti 20—100 g) boli ručne podruvené a rozomleté (max. 30 sek.), ďalej boli spracované frakcie Ø pod 0,05 mm, príp. pod 0,1 mm. Obohacované boli v deliacom lieviku na rozhraní vody a toluénu (3:1). Získaný polokonzentrát bol ďalej dočisťovaný v horúcej HCl a HF (postup uvádza B. M. FRENCH 1964, E. S. GREW 1974, C. F. K. DIESSEL et al. 1978). Avšak aj po viacnásobnom opakovaní tohto postupu zostali v niektorých vzorkách zvyšky spievodných minerálov (zirkón, rutil, pyrit, turmalín). Vznikli tiež syntetické fluoridy, podobné ralstonitu (H. PAULY 1965) a nepatrné množstvá hydrobazaluminitu, nakritu a sasolínu. Novotvorený ralstonit sme odstraňovali pomocou kyslého horúceho roztoku  $AlCl_3 \cdot 6H_2O$ . Získané koncentráty uhlíkovej hmoty (o hmotnosti 0,1—4 g) sivej až čiernej farby po dôkladnom premytí, vysušení a rozachátovaní boli pripravené pre ďalšie laboratórne spracovanie. Uvedeným spôsobom sme upravili aj nasledovné porovnávacie vzorky:

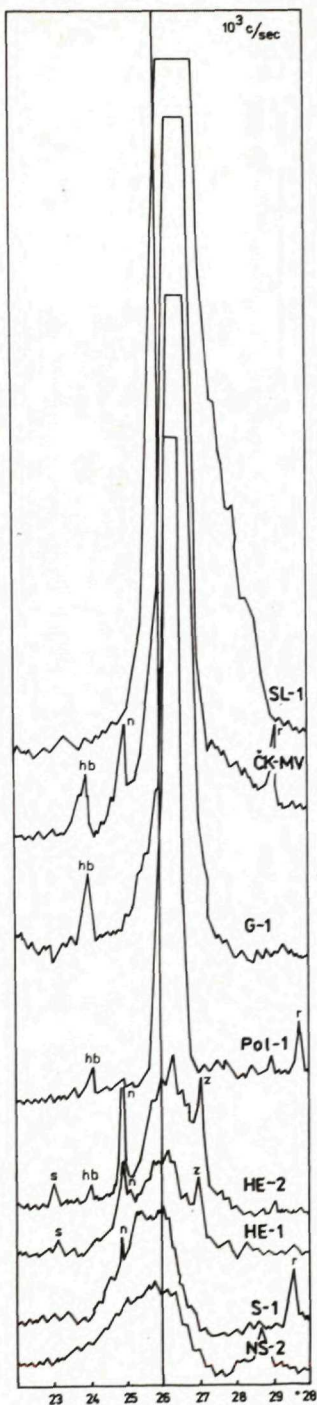
SL-1 Poloupravený grafit (~95 %-ný), Srí Lanka (Cejlón). Premena za podmienok granulitovej fácie. Vzorku poskytol Ing. E. HODÁL a Ing. G. ŠTRBAVÝ — ElektrokARBÓN Topolčany.

ČK-MV Grafitická rula z Českého Krumlova, ložisko Městský vrch. Hornina premenená za podmienok amfibolitovej fácie; obsahu grafitu približne 40 %. Vzorku poskytol doc. Dr. I. KRAUS, CSc.

L-5 Grafitická metadroba, Nízke Tatry, Lomnístá dolina, vrt L-5 (L-5a — hĺbka 107,9 m, L-5b — hĺbka 122,9 m). Vzorku poskytol Dr. M. PULEC, CSc.

Pol-1 Grafitický kremitý fylit z údolia severne od Polomky, veporidná časť Nízkych Tatier. Hornina premenená za podmienok fácie zelených bridlíc, biotitová subfácie; teplota metamorfózy ~425 °C (D. M. ŠENĎELIA et al. 1978). Obsah grafitu približne 2,5 %.

S-1 Chloriticko-grafitická bridlica, Spišsko-gemerské rudohorie — Smolník, vrt Rb-3 (hĺbka 87 m). Hornina premenená za podmienok fácie zelených bridlíc, chloritovej subfácie; obsah kerogénu približne 20 %. Vzorku poskytol Dr. D. Onačila.



NS-2 Lyditická bridlica; Spišsko-gemerské rudohorie — Nižná Slaná, ložisko Manó, X. obzor. Premena horniny za podmienok zeolitovej fácie; obsah kerogénu približne 15 %. Vzorku poskytol prof. Dr. C. VARČEK, CSC.

Röntgenové skúmanie uhlíkovej hmoty v našich vzorkách sme robili (B. MOLÁK) z práškových preparátov, ako aj z preparátov orientovaných. Časť analýz bola vyhotovená na prístroji zn. Philips 1050 s generátorom PW 1730, meracím zariadením PW 1390 a goniometrom 1050 za podmienok:  $\text{CuK}_\alpha$ -žiarenie, Ni filter, 40 kV, 30 mA,  $T=4$ , počet impulzov/sek.  $4 \cdot 10^2$ ,  $1 \cdot 10^3$ ,  $2 \cdot 10^3$ ,  $4 \cdot 10^3$  a  $1 \cdot 10^4$ . Rýchlosť goniometra —  $2 \Theta/\text{min.}$ , rýchlosť zapisovača 2 cm/min. Analyzoval Dr. B. TOMAN, Geologický ústav SAV, Bratislava. Niektoré analýzy boli vykonané na prístroji zn. Philips s goniometrom PW 1058 za podmienok:  $\text{CuK}_\alpha$  — žiarenie, Ni filter, 40 kV, 20 mA. Ostatné údaje sú zhodné s predošlými. Analyzovala Dr. V. SUCHÁ, CSC., Katedra anorganickej chémie PFUK, Bratislava. Difrakčné maximum grafitu 002 bolo merané 3—20 krát pri posune oboma smermi; meraný bol tiež vrchol 004 objavujúci sa u metaantracitických a vyššie usporiadaných uhlíkových materiálov; jeho výška rastie paralelne so stupňom kryštalinity až po maximum (vz. SL-1).

Výsledky röntgenového skúmania uhlíkovej hmoty sú uvedené na obr. 4. Získané difraktogramy sú podobné tým, ktoré uvádza C. A. LANDIS (1971) a iní autori. Časť vzoriek (vz. SL-1, ČK-MV a G-1) patrí do skupiny grafitov s dokonale usporiadanou štruktúrou (C. A. LANDIS, l. c. ich označuje písmenom „g“, B. KWIECINSKÁ 1980 písmenom „G“). Do druhej skupiny tzv. subgrafitických hmôt, charakterizovaných rôznymi stupňami usporiadosti kryštálovej mriežky (tzv. „d“ — disordered graphite, s niekoľkými podtriedami C. A. LANDISA, l. c.; resp. „SG“ — semigrafit, „MA“ —

Obr. 3 Rtg-difraktogramy grafitických a subgrafitických hmôt — píky 002

Označenie vzoriek metamorfnej fácie: SL-1 grafit (granulitová fácia), ČK-MV a G-1 grafit (amfibolitová fácia), Pol-1 (+ temer totožný difrakt. vz. L-5) semigrafit (biotitová subfácia fácie zelených bridlíc), HE-1, HE-2 metaantracit až antracit (chloritová subfácia fácie zelených bridlíc), S-1 antracit (spodná časť fácie zelených bridlíc), NS-2 antracit (zeolitová fácia).

Prímеси: s — sasolín, hb — hydrobazaluminít, n — nakrit, z — zirkón, r — ralstonit.

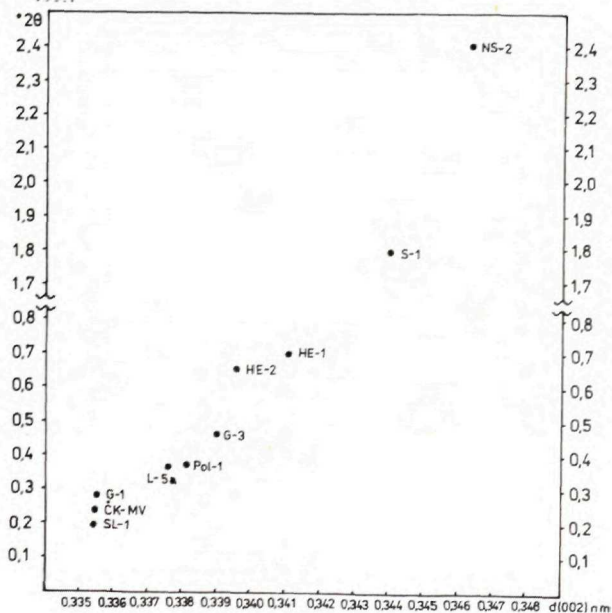


metaantracit a „A“ — antracit podľa B. KWIECINSKEJ, I. C.) patria vzorky Pol-1, L-5a, G-3, HE-1, HE-2, S-1 a NS-2. Difraktogramy sme vyhodnotili na základe tabuliek ASTM (Powder diffraction file search manual, Minerals, 1974).

V niektorých prípadoch nie je vylúčená prítomnosť dvoch alebo až troch druhov uhlíkových materiálov v horninách, čo sa na difraktogramoch prejavilo rozšírením a skosením maxima 002 difrakčnej čiary smerom k nižším hodnotám. Napríklad vo vzorke G-1 zo spodnej časti údolia Melicherky sa nachádza masívny vitrinitický materiál a mikrokryštalický subgrafitický materiál spolu s grafitom. Kým vitrinitický a subgrafitický materiál je rozptýlený v celej hornine, grafit sa koncentruje v zónach zvýšenej tektonickej aktivity. Vzorka L-5a obsahuje semigrafít.

Diferenciálna termická analýza je ďalšou metódou, úspešne využívanou pri štúdiu organickej—uhlíkovej—hmoty. Hodnoty maxima exotermného efektu stúpajú priamo úmerne s rastom štruktúrnej usporiadanosti, bez ohľadu na litologické zloženie hornín.

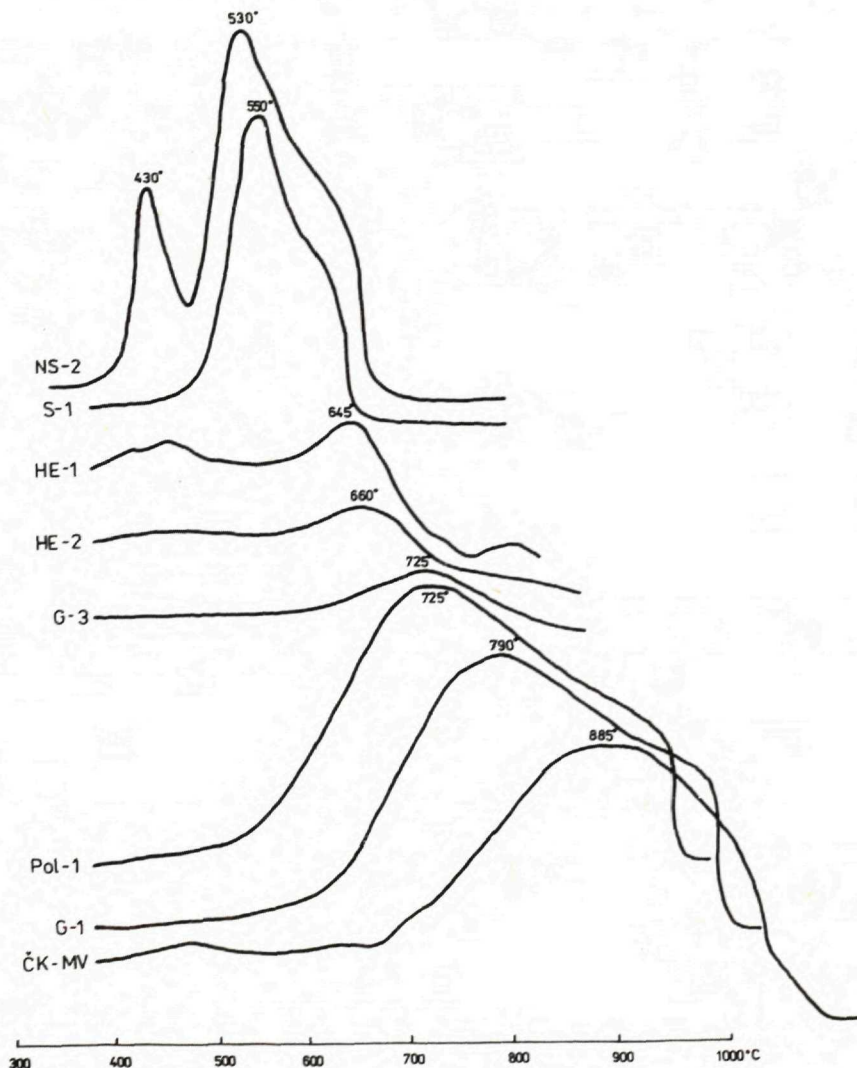
Uvedená metóda sa výhodne dá použiť na overenie aj malého množstva (do 3 %) hmoty rozptýlenej v hornine (E. O. OTAKUZIEV et al. 1979). Pomocou metódy DTA skúmal uhlíkovú hmotu napr. B. A. BLUMAN et al. 1972, S. Š. ARONSKIND—S. G. PAŇAK (1973), B. A. BLUMAN et al. (1974), G. A. KEJLMAN—S. G. PAŇAK (1974), C. F. K. DIESEL—R. OFFLER (1975), M. CORREIA et al. (1976), B. KWIECINSKA (1980) a ďalší autori. Niektorí vo svojich prácach uvádzajú tiež teplotné intervaly exotermných reakcií uhlíkoveho materiálu pre jednotlivé fácie regionálneho, kontaktného alebo retrográdneho metamorfizmu. Táto metóda však neumožňuje stanoviť druh premeny (napr. odlišiť kontaktnú od regionálnej).



Obr. 4 Závislosť medzivrstevných vzdialeností  $d(002)$  a indexu kryštalinity (šírka píku 002 v 1/2 výške)

Nami skúmané vzorky (B. MOLÁK) boli analyzované na prístroji zn. Dupont 990 (anal. ing. I. HORVÁTH, CSc., ÚACHSAV, Bratislava) za nasledovných podmienok : vzduchová atmosféra : zohrievanie 20° C/min., uhlíková hmota bola premiešaná s Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; analýza v uzatvorenom systéme.

Výsledky analýz skúmaných vzoriek (G-1, G-3, HE-1, HE-2), a porovnávacieho materiálu (SL-1, ČK-MV, Pol-1, S-1 a NS-2) ukázali, že maximálne hodnoty exotermných píkov sú (okrem vz. NS-2) v rozpätí 550—885 °C (obr. 5). Tvar a šírka vrcholov je rôzna, čo je závislé na primárnom obsahu uhlíkovej — grafitickej —



Obr. 5 Exotermické krivky grafiticých a subgrafiticých hmôt



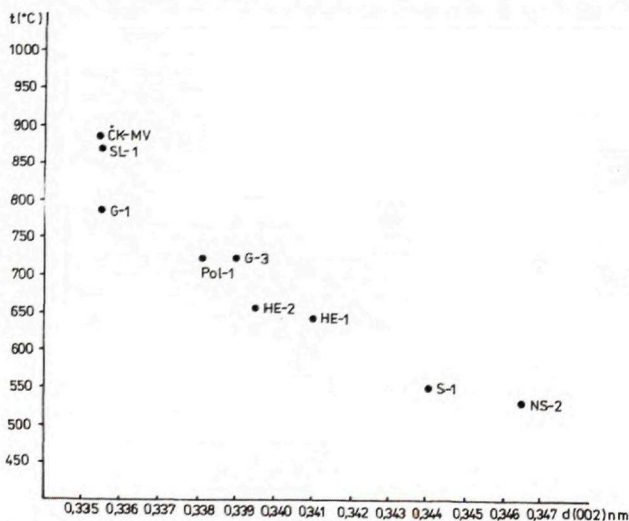
substancie v hornine aj na fyzikálnej heterogenite z hľadiska distribúcie častíc. Vrcholy s dvoma maximami (vz. NS-2 a HE-1) naznačujú prítomnosť dvoch druhov uhlíkových materiálov. Začiatky píkov sú ovplyvnené aj veľkosťou častíc a povrchovými defektmi (tzv. bulk structure). V porovnávacej vzorke SL-1 (grafit zo Srí Lanky — granulitová fácia) bola zistená o niečo nižšia teplota maxima ako vo vzorke grafitu z Českého Krumlova (ČK-MV), premenená za podmienok amfibolitovej fácie. Uvedený jav bol spôsobený pravdepodobne dlhým mletím pri technologickej úprave grafitu. Vzájomný vzťah medzivrstvej vzdialenosti kryštálovej mriežky a teplôt vyhorenia organickej — uhlíkovej — hmoty pri DT-analýze je až na malé odchýlky jednoznačný; z toho vyplýva i na obr. 6 uvedená priama závislosť medzi oboma hodnotami.

Pre identifikáciu uhlíkovej hmoty prítomnej v niektorých vybraných vzorkách zo skúmanej oblasti (G-1, G-3), ako aj porovnávacieho materiálu (ČK-MV, Pol-1 a S-1), bola použitá metóda merania svetelnej odraznosti  $R_0$  (J. FRANČU).

Zo všetkých vzoriek (okrem G-3) boli vyhotovené leštené nábrusy s rezi orientovanými kolmo na metamorfnú bridličnatosť hornín. Zo vzorky G-3 bola uhlíková hmota vyseparovaná metódou uvedenou vyššie (toluén a voda 1 : 3), pre prípravu lešteného nábrusu bol koncentrát zaliaty do polyesteru.

Svetelná odraznosť  $R_0$  bola meraná na mikrofotometri Leitz MPV-2 v laboratóriu ÚÚG v Brne za nasledovných podmienok: imerzný objektív 50 x, odrazené monochromatické svetlo 546 nm, polarizátor v polohe 45°, kalibračný štandard  $SrTiO_3$  ( $R_0 = 5,38\%$ ), priemer meracej clony 5  $\mu m$ . Meraním boli stanovené maximálne a minimálne hodnoty odraznosti  $R_{max}$  a  $R_{min}$  (v každom nábruse 20 dvojíc hodnôt) a z nich vypočítaná hodnota strednej odraznosti  $R_m$  a dvojdraz D (tab. 2). Histogramy (obr. 7) znázorňujú rozdelenie  $R_{max}$  a  $R_{min}$  v jednotlivých skúmaných vzorkách.

Podľa stanovených hodnôt  $R_{max}$  stupeň premeny organickej hmoty vo vzorkách G-1, G-3, Pol-1 a S-1 zodpovedá metaantracitu. Prekvapujúci je však ich nízky pleochroizmus. Porovnávacia vzorka z Českého Krumlova (ČK-MV) zase predsta-



Obr. 6 Závislosť medzivrstevných vzdialeností  $d(002)$  a maxim exotermických efektov

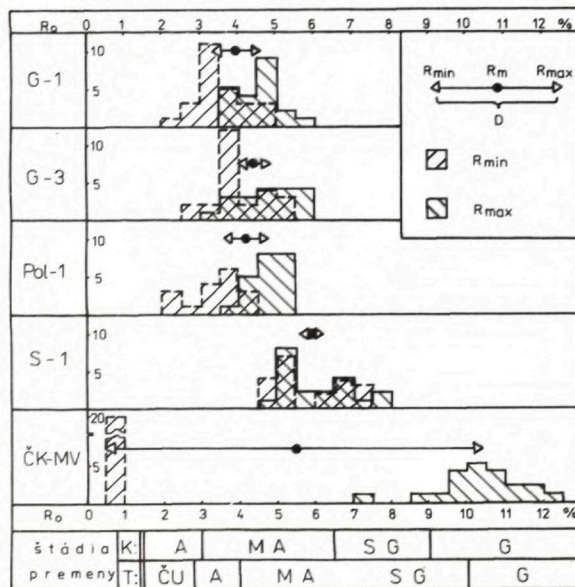
vuje typický grafít, maximálna odraznosť ktorého prevyšuje 10 %, minimálna sa blíži k 0,5 % a tomuto zodpovedajúci dvojdraz je vysoký ( $D=9,7\%$ ). Porovnanie skúmaných vzoriek s českokrumlovským grafítom z hľadiska anizotropných vlastností je na obr. 8. Priamka vedená pod uhlom  $45^\circ$  predstavuje dokonale izotropné látky. Vzorka G-1 leží blízko tejto priamky; podobné vlastnosti majú aj vz. G-3, Pol-1 a S-1, a tým sa nápadne líšia od silne pleochroického grafítu z Českého Krumlova.

Výsledky mikroskopickej fotometrie uhlíkovej hmoty

Tabuľka 2

Vzorka	$R_{\max}(\%)$	$R_{\min}(\%)$	$R_m(\%)$	$D(\%)$
	$\bar{x} \pm s$			
G-1	$4,5 \pm 0,6$	$3,4 \pm 0,6$	$3,9 \pm 0,5$	$1,1 \pm 0,5$
G-3	$4,7 \pm 0,8$	$4,0 \pm 0,8$	$4,4 \pm 0,8$	$0,7 \pm 0,4$
Pol-1	$4,7 \pm 0,5$	$3,7 \pm 0,8$	$4,2 \pm 0,6$	$1,0 \pm 0,5$
S-1	$6,0 \pm 0,9$	$5,8 \pm 1,0$	$5,9 \pm 0,9$	$0,2 \pm 0,1$
ČK-MV	$10,3 \pm 1,2$	$0,6 \pm 0,1$	$5,5 \pm 0,6$	$9,7 \pm 1,2$

$R_{\max}$  — maximálna svetelná odraznosť,  $R_{\min}$  — minimálna svetelná odraznosť,  $R_m$  — stredná odraznosť,  $D$  — dvojdraz,  $\bar{x}$  — aritmetický priemer,  $s$  — smerodajná odchýlka



Obr. 7 Histogramy hodnôt svetelnej odraznosti a vymedzenie štádií premeny uhlíkovej hmoty podľa hodnôt  $R_{\max}$

K: podľa údajov J. B. KWIECINSKEJ (1980), T: podľa M. TEICHMÜLLEROVEJ et al. (1979), kde sa pre hranicu MA/SG uvádza  $R_{\min} \leq 2,0\%$ ; pre grafít  $R_{\min} = \text{cca } 0,5\%$ .

Označenie: ČU — čierne uhlie, A — antracit, MA — metaantracit, SG — semigrafít, G — grafít.

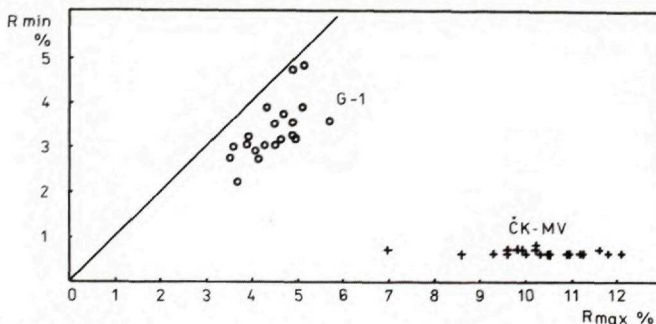


M. TEICHMÜLLEROVÁ (in E. STACH et al. 1975) uvádza, že na maximálnu odraznosť  $R_{\max}$  vplyva v priebehu karbonifikácie hlavne teplo a tlak sa podieľa iba zanedbateľnou mierou. Pleochroický dvojdraz je pozorovateľný od štádia, keď je stredná odraznosť  $R_m = 1,5-2,0 \%$ ; s hodnotou  $R_{\max}$  ( $R_m$ ) nevzrastá však zákonite. Podstatu tohto javu vysvetľuje uvedená autorka (l. c.) usporiadaním micel organickej hmoty kolmo na pôsobiaci tlak (tzv. tlaková anizotropia). Ako príklad absencie dostatočných tlakov je uvádzaný (l. c.) vznik metaantracitov s nízkym dvojdrazom ( $R_{\max} = 5,1$ ;  $D = 0,3-0,7 \%$ ) pri termickej metamorfóze uhľonosných pelitov na styku s intruzívnym telesom.

Na základe uvedených zistení môžeme konštatovať, že v našich skúmaných vzorkách veľmi nízky dvojdraz nenasvedčuje vysokotlakovej metamorfóze.

Vzťahom optických vlastností organickej hmoty k jej petrografickému zloženiu sa zaoberal C. F. K. DIESEL—R. OFFLER (1975), C. F. K. DIESEL et al. (1978), M. TEICHMÜLLER (in E. STACH et al. 1975). Macerály s vyšším obsahom vodíka tukovitého a voskovitého (najmä tiež morského) pôvodu — exinity a čiastočne i vitrinity — výraznejšie menia svoje vlastnosti v priebehu tepelnej premeny. V ranných štádiách podliehajú gelifikácii, kým v etapách neskorších sú náchylnejšie ku grafitizácii. Naproti tomu inertinity (drevíty pôvod, primárna oxidácia, vyšší atomárny pomer O/C) sú odolnejšie voči premenám. Priechne zosietenie micel zabraňuje ich rovnobežnému vrstvenému usporiadaniu (M. BONIJOLY et al. 1982), takže grafitizácia v nich prebieha oneskorene a pomalšie.

Zistený slabý pleochroizmus v skúmaných vzorkách G-1, G-3, Pol-1 a S-1 môže byť zapríčinený charakterom východiskového materiálu — organická hmota pochádza pravdepodobne prevažne z kontinentálneho splachu (rastlinné zvyšky). Premena meraných inertinitických (?) macerálov zodpovedá metaantracitu. Toto štádium premeny organickej hmoty je podľa C. F. K. DIESELA—R. OFFLERA (1975) typické pre chloritovú subfáciu fácie zelených bridlic nízkotlakovej metamorfózy, podľa M. TEICHMÜLLEROVEJ et al. (1979) metamorfóze veľmi nízkeho stupňa. Vo vzorkách G-1, G-3 a Pol-1 sa súčasne s metaantracitickými typmi (fotogr. tab. IV, 1) vyskytujú fotometricky nemerateľné drobné lupienky mikrokrystalického typu (tab. III, 2—3), u ktorých nemožno vylúčiť, že nejde o semigrafit alebo grafit. C. F. K. DIESEL—R. OFFLER (1975), C. F. K. DIESEL et al. (1978) opisujú práve v metaantracitickom štádiu súčasný výskyt grafitizujúcich vitrinitických macerálov s  $R_{\max} > 11 \%$ ,  $R_{\min} < 2 \%$  spolu s „uhľou“ hmotou (inertinitmi — fuzinitmi a prechodnými typmi) s nápadne nižším pleochroizmom ( $R_{\max} = 6-7 \%$ ,  $R_{\min} = 3-5 \%$ ). V biotitovej subfácii fácie zelených bridlic pri metamorfóze nízkeho stupňa však uvedení autori (l. c.) metaantracitické inertinity už nenašli, organická



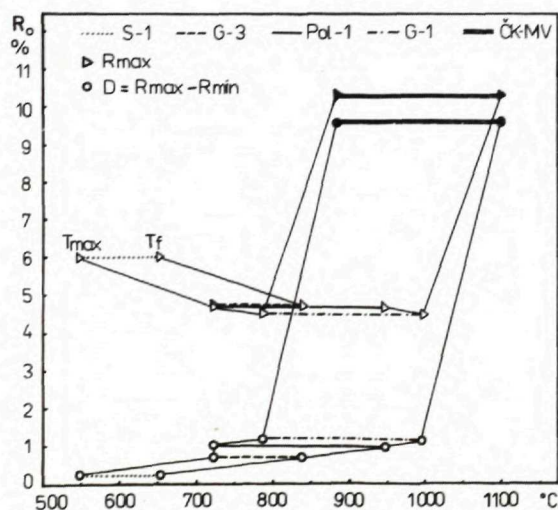
Obr. 8 Závislosť minimálnej a maximálnej svetelnej odraznosti  $R_{\min}$  a  $R_{\max}$  uhlíkovej hmoty (priamka pod uhlom  $45^\circ$  zodpovedá stavu izotropie)

hmota sa podľa nich vyskytuje len vo forme grafitu. Optické vlastnosti našich vzoriek (mimo ČK-MV) naznačujú, že takýto stupeň metamorfózy nebol v skúmaných horninách dosiahnutý).

Mikromorfológiu rozptýlenej uhoľnej hmoty prítomnej v niektorých vzorkách dokumentujú priložené fotografie (tab. IV). Vo vzorke G-1 sa vyskytujú jednak masívne formy „uhoľného“ vitrinitického typu (s  $R_{\max} = 4,5$ ;  $R_{\min} = 3,4$  %), jednak tenké šupinky fotometricky nemerateľné, obsahujúce množstvo dutiniek a formou pripomínajúce mikrokryštalickú „grafitoidnú“ hmotu, ako ju uvádza C. F. K. DIESEL et al. (1978). Nápadne je odlišný grafit z Českého Krumlova (tab. III, 4) s výrazne pleochroickým zhasaním. Vytvára šupiny 3–12  $\mu\text{m}$  hrubé a často až 0,1 mm dlhé.

Vzájomný vzťah medzi optickými a termickými vlastnosťami uhlíkovej hmoty je uvedený na obr. 9. C. F. K. DIESEL—R. OFFLER (1975) konštatovali, že s postupujúcou premenou organickej hmoty vzrastá jej maximálna svetelná odraznosť  $R_{\max}$  súčasne s teplotou  $T_{\max}$ . Nami získané hodnoty tomuto odporujú, pretože sme zistili, že so vzrastom hodnôt teploty  $T_{\max}$  a  $T_f$  klesá  $R_{\max}$ . Ak však vychádzame z optických vlastností a za rozlišovacie kritérium premeny skúmaných vzoriek považujeme dvojodraz, platí priamoúmerná závislosť D na  $T_{\max}$  a  $T_f$ . Vo vzorkách G-1, G-3 a Pol-1 sú hodnoty  $R_{\max}$  vzájomne blízke, a preto pri vykonanom počte meraní (20 v každom nábruse) nemožno pomocou merania svetelnej odraznosti podrobne rozlíšiť stupeň premeny vzoriek z jednotlivých skúmaných lokalít.

Organickú — uhlíkovú — hmotu, prítomnú vo vzorkách sme skúmali aj na elektrónovom riadkovacom mikroskope zn. JSM-840 (GÚDŠ, Dr. F. ČAÑO a M. GREGOROVÁ). Prezreté boli duplikáty práškových preparátov pripravených pre rtg-analýzu. Zväčšenie 100—17 000-krát (tab. IV—V) nám umožnilo skúmať morfológiu zŕn grafitu, ich veľkosť a tvar, deformácie a tiež znečistenie vzoriek. Vyhľadávali sme aj zachované organické zvyšky.



Obr. 9 Závislosť svetelnej odraznosti  $R_{\max}$  a dvojodrazu D na maximálnej  $T_{\max}$  a finálnej  $T_f$  teplote oxidačnej DTA exotermy



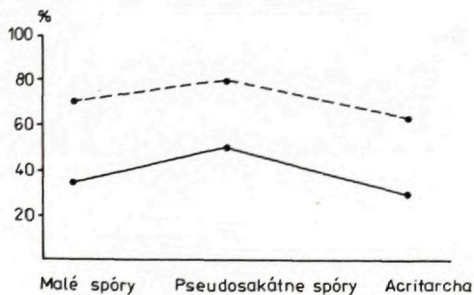
Na základe skúmania vzoriek pomocou elektrónovej mikroskopie a mikrofotometrie sme zistili, že veľkosť zŕn grafitov sa pohybuje od 0,05 do 0,2 mm, semigrafítov od 0,02 do 0,05 mm, metaantracitov od 0,002 do 0,05 mm a antracitov v rozsahu 0,001 až 0,04 mm (tab. 1).

Doplňujúce poznatky o charaktere organickej — uhlíkovej — hmoty sme získali aj pri palinologickej analýze (E. PLANDEROVÁ). Ako sme už viedli, v horninách bola zistená prítomnosť pomerne dobre zachovaných organických zvyškov — palinomorf. Po použití oxidačných činidiel pri laboratórnej príprave vzoriek pre analýzu zostalo na exine spór a akritarch len 30—35 % grafitického povlaku. Malé spóry a akritarchy boli očistené asi na 70 %, kým na veľkých pseudosakátnych spórach bol od tmavého povlaku očistený iba pseudosakus a centrálna časť zostala väčšinou tmavá. Exiny organických zvyškov, na ktoré nebolo pôsobené činidlami, zostali pokryté povlakom na 70—75 %.

Všetky okolnosti vplyvajúce na uchovanie exiny palinomorf nie sú doteraz známe. Okrem pôsobenia tepla majú na ich zachovanosť alebo premenu vplyv aj ďalšie činitele. Bolo zistené, že samotný tlak nepôsobí tak deštruktívne na exinu spór a akritarch ako pri súčasnom spolupôsobení s teplom (J. BROOKS—P. R. GRANT 1971 a i.). C. C. M. GUTJAHR (1966) považuje za limitujúce faktory zachovania identifikovateľných palinomorf karbonifikáciu a index stupňa organickej metamorfózy, ktorou boli postihnuté. Ako konštatoval uvedený autor, nenašli sa žiadne spóry v uhlí rádu vyššieho než semiantracit, a preto neodporúča odber vzoriek na palinologické vekovo-korelačné, prípadne ekologické skúmanie zo sedimentov, ktorých stupeň organickej metamorfózy dosiahol úroveň semiantracitu, antracitu alebo metaantracitu.

Je však zrejmé, že podmienky zachovania organických zvyškov sú závislé aj na prostredí, resp. charaktere hornín, v ktorých sa tieto nachádzajú. Ako príklad môžeme uviesť zistenie E. Planderovej (E. PLANDEROVÁ et al. 1981), že zachovalosť palinomorf bola oveľa horšia v antracitovom uhlí zemplínskeho ostrova než v podložných a nadložných bridliciach. Tento poznatok je použiteľný aj v prípade našich vzoriek HE-1 a HE-2, v ktorých okrem dobre zachovaných palinomorf bola identifikovaná tiež uhlíková hmota zodpovedajúca metaantracitu a antracitu.

Uvedený poznatok, že grafitický povlak na organických zvyškoch uchovaných v niektorých vzorkách sa dal odstrániť maceračným postupom, nepriamo dokazuje, že tepelná premena hornín nebola príliš vysoká. Až pri vyšších teplotách (nad 500 °C) býva exina palinomorf prekrytá trvalým povlakom grafitu, ktorý potom už nemožno odstrániť žiadnymi oxidačnými činidlami.



Obr. 10 Množstvo grafitického povlaku na exine palinomorf — vz. č. HE-1, HE-2 a RH-3 (čiarkovane — bez použitia maceračných metód; plná čiara — po maceračných metódach)

## Záver

Pre metasedimenty vystupujúce na viacerých miestach v poruchových zónach medzi šupinami vyššie metamorfovaného nízkotatranského kryštalinika je charakteristické tmavé sfarbenie, do značnej miery ovplyvnené prítomnosťou uhlíkovej — organickej hmoty. Uvedené horniny predstavujú pôvodne metadroby (až piesčité metadroby, príp. zlepenca), lokálne s vulkanickou prímесou. Ich presné vekové zaradenie — do spodného až stredného devónu — umožnila prítomnosť pomerne zachovaných spór a akritarch.

Skúmanie uhlíkovej hmoty hornín za pomoci röntgenovej a diferenciálno-termickej analýzy, meranie svetelnej odraznosti potvrdilo, že ide zväčša o subgrafitickú hmotu s nižším stupňom usporiadanosti kryštálovej mriežky. V niektorých vzorkách bola konštatovaná prítomnosť dvoch i viacerých druhov uhlíkovej hmoty. Podrobný mineralogický výskum uvedenej hmoty spolu s výskumom petrografickým a s výsledkami získanými pomocou palinologickej analýzy potvrdil, že tmavé staropaleozoické metasedimenty boli postihnuté premenou, ktorá nepresiahla pT-podmienky strednej časti fácie zelených bridlíc.

Vyššie uvedené závery potvrdzujú, že na komplikovanej štruktúrno-geologickej stavbe západnej časti nízkotatranskej Ľumbierskej zóny sa zúčastňujú viaceré vekové i litologicky odlišné komplexy, prítomnosť ktorých bude treba zohľadniť i pri ďalších úvahách o perspektívnosti vyhľadávania zrudnenia, príp. vzťahu uhlíkovej hmoty k akumuláciám užitočných nerastov. Výsledky skúmania uhlíkovej hmoty môžu poslúžiť tiež ako porovnávací materiál pre ďalší výskum podobného zamerania.

Autori využívajú aj túto možnosť poďakovať sa svojim spolupracovníkom — RNDr. A. VOZÁROVEJ, CSc., za petrografické vyhodnotenie časti vzoriek, RNDr. V. ŠIRÁNOVEJ a s. V. DRGAČOVEJ za pomoc pri laboratórnom spracovávaní materiálu a tiež RNDr. J. ĐURKOVIČOVEJ, CSc. za rady pri vyhodnocovaní rtg-difraktogramov. Zároveň ďakujú RNDr. V. SUČEJ, CSc. a Ing. I. HORVÁTHOVI, CSc. za analytické spracovanie materiálu a tiež Ing. E. HODÁLOVI a Ing. G. ŠTRBAVÉMU z Elektrokarbónu Topoľčany, ako aj všetkým ďalším, ktorí poskytli porovnávací materiál, alebo boli inak nápomocní pri riešení vyššie uvedenej problematiky.

Prijaté do tlače: 16. júna 1984

## Literatúra

- ANDRUSOV, D.—KOUTEK, J.—ZOUBEK, V. 1951: Výsledky základného a montanisticko-geologického výzkumu v jižní a severozápadní části nízkotatranského kryštalického jádra v r. 1950. Geofond, Bratislava.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade alpine regional metamorphism of the paleozoic and mesozoic formations of the Bükkium, NE — Hungary. Acta geol. Acad. Sci. hung., 26, 1—2, Budapest, 83—101.
- ARONSKIND, S. Š.—PAŇAK, S. G. 1973: O temperaturach vygoranija grafitov kak pokazatele stepeni metamorfizma vmešajuščich porod. Trudy Sverdlovsk. gor. Inst., 9, Sverdlovsk, 92—95.
- BAJANIČ, Š.—BIELY, A.—MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E. 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.



- BEZÁK, V.—KLINEC, A. 1980: The new interpretation of tectonic development of the Nízke Tatry Mts.—West part. *Geol. Zbor. Geologica carpath.*, 31, 4, Bratislava, 569—575.
- BEZÁK, V.—KLINEC, A. 1983: Poznámky k stavbe kryštalinika v okolí Skalky (Nízke Tatry). *Mineralia slov.* 15, 2, Bratislava, 151—155.
- BLUMAN, B. A.—DIAKONOV, J. S.—KRASAVINA, T. N. 1972: Izmenenije strukturnogo sostojanija grafita pri progressivnom regionalnom metamorfizme. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.*, 206, 5, Moskva, 1198—1200.
- BLUMAN, B. A.—DIAKONOV, J. S.—KRASAVINA, T. N.—PAVLOV, M. G. 1974: Ispolzovanie termoi rentgenografičeskich charakteristik grafita dľa opredelenija urovňa i tipa metamorfizma. *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč.*, 103, 1, Leningrad, 95—103.
- BOEHM, H. P.—HOFMANN, V. 1955: Die rhomboedrische Modifikation des Graphits. *Zeitschr. Anorg. Allgem. Chem.* No. 278, 58—77.
- BONJOLY, M.—OBERLIN, M.—OBERLIN, A. 1982: A possible mechanism for natural graphite formation. *Int. J. Coal. Geol.*, 1, Amsterdam, 283—312.
- BROOKS, J.—GRANT, P. R. 1971: Sporopollenin. *Academia Press. London—New York*, 1—718.
- BUDAY, T.—KODYM, O. st.—MAHEL, M.—MÁŠKA, M.—MATĚJKA, A.—SVOBODA, J.—ZOUBEK, V. 1961: Tektonický vývoj Československa. *Vyd. ÚÚG v nakl. ČSAV, Praha*, 1—249.
- CAMBEL, B.—ŠCERBAK, N. P.—KAMENICKÝ, L.—BARTNICKIJ, J. N.—VESELSKÝ, J. 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristallinikuma Zapadnych Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. *Geol. Zborn. Geologica carpath.*, 28, 2, Bratislava, 243—259.
- CORREIA, M.—SAUVAN, P.—WEIDE, van der B. 1976: Variations de la matière organique en relation avec les intrusions. *Bull. Cent. Rech.* 10, 1, Pau, 287—288.
- ČORBA, J. 1975: Stanovenie stupňa grafitizácie a veľkosti častíc uhlíkových materiálov. *Manuskript—archív ÚACH SAV, Bratislava*.
- ČORNÁ, O.—KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. Zborn. Geologica carpath.*, 27, 1, Bratislava, 117—132.
- DIESSEL, C. F. K.—OFFLER, R. 1975: Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 1, Stuttgart, 11—26.
- DIESSEL, C. F. K.—BROTHERS, R. N.—BLACK, P. M. 1978: Coalification and graphitization in high-pressure schists in New Caledonia. *Contr. Mineral. Petrology*, 68, Berlin—New York, 63—78.
- FRANK, E. 1983: Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 63, Zürich, 37—93.
- FRANKLIN, R. E. 1951a: The structure of graphitic carbon. *Acta Cryst.*, 4, 253—261.
- FRANKLIN, R. E. 1951b: Crystallite growth in graphitizing and non-graphitizing carbons: *Royal Soc. (London) Proc., ser. A*, v. A 209, 196—218.
- FREISE, E. J.—KELLY, A. 1963: The deformation of graphite crystals and the production of the Rhombohedral Form. *Phil. Mag.* 8, 1519—1533.
- FRENCH, B. M. 1964: Graphitization of organic matter in a progressively metamorphosed precambrian iron formation. *Science*, 146, 3646, Washington, 917—918.
- GREW, E. S. 1974: Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. *J. Geol.*, 82, Chicago, 50—73.
- GUTJAHN, C. C. M. 1966: Carbonization measurements of pollen grains and spores and their application. *Leidse geol. Meded.*, 38, Leiden, 1—29.
- HILLS, de S. M.—CORVALAN, J. 1964: Undulatory extinction in quartz grains of some Chilean granitic rocks of different ages. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75, 4, New York, 363—366.
- KAMENICKÝ, L. 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristallinikums der Zentralen Westkarpaten. *Geol. Zborn. Geologica carpath.*, 24, 2, Bratislava, 275—281.
- KANTOR, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallins. *Geol. Práce, Zošit 60, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava*, 303—318.
- KEJLMAN, G. A.—PAŇAK, S. G. 1974: Grafit — indikator temperaturnych uslovij regionalnogo metamorfizma. *Trudy Sverdlovsk. gor. Inst.*, 108, Sverdlovsk, 55—58.
- KOUTEK, J. 1931: Geologické studie na severozápade Nizkých Tater. *Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR*, 9, Praha, 413—527.
- KLINEC, A.—PULEC, M.—OBERNAUER, D.—VYBÍRAL, V.—JENČÍ, J.—STRÁNSKA, M.—MOLÁK, B.—GO-



- REK, J.—PLANDEROVÁ, E. 1983: Geologická stavba a prospekčné zhodnotenie W-zrudnenia v území medzi Sopotnicou a Vajskovskou dolinou (Nízke Tatry). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUBÍNÝ, D. 1956: Správa o výskume ústrednej časti Ľumbierskeho masívu. Geol. Práce, Správy 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 110—119.
- KUBÍNÝ, D. 1958: Správa z prehľadného geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KWIECINSKA, B. 1980: Mineralogy of natural graphites. *Prace mineral.*, 67, Warszawa, 1—119.
- LANDIS, C. A. 1971: Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 30, Berlin—New York, 34—45.
- LEHOTSKÝ, I.—PETRO, M.—MIKO, O. 1971: Záverečná správa za list Nižná Boca (1:25 000) — kryštalinikum. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEHOTSKÝ, I.—PETRO, M.—MIKO, O.—LUKÁČIK, E.—ZAKOVIČ, M. 1973: Geologický výskum tatradného kryštalinika v Nízkych Tatrách. List Magurka — 1:25 000. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEHOTSKÝ, I. 1977: K niektorým problémom Ľumbierskeho antiklinória. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 243—246.
- MAHEL, M.—ANDRUSOV, D.—BUDAY, T.—FRANKO, O.—ILAVSKÝ, J.—KULLMAN, E.—KUTHAN, M.—MATEJKA, A.—MAZÚR, E.—ROTH, Z.—SENEŠ, J.—SCHEIBNER, E.—ZOUBEK, V. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 — Banská Bystrica. Vyd. Ústr. Úst. geol., red. Bratislava, 1—270.
- MAHEL, M.—KAMENICKÝ, J.—FUSÁN, O.—MATEJKA, A. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, 1, Vyd. ÚÚG v Akademii, nakl. ČSAV, Praha, 1—486.
- MIKO, O. 1975: Štúdium vnútornej stavby plutonitov a metamorfnych komplexov oblasti Nízkych Tatier a Slov. rudohoria. (Migmatity časti Nízkych Tatier.) Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIKO, O.—BIELY, A.—DOVINA, V.—STANKOVIČ, J.—PULEC, M. 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000 — list Jasenie. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIKO, O.—HOVORKA, D. 1978: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkych Tatier. Záp. Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- MOLÁK, B.—GOREK, J. 1983: Účelová geologická mapa 1:10 000 územia Bielej vody — Sopotnice. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- OTAKUZIEV, E. O.—KASYMOV, A. K.—MIRALIMOVA, N. M. 1979: Nekotoryje rezultaty izučeniya mineralov ugleroda termičeskim metodom. *Uzb. geol. ž.*, 3, Taškent, 40—43.
- PAULY, H. 1965: Ralstonite from Ivigtut, S. Greenland. *Amer. Mineralogist*, 50, Washington.
- PECHO, J.—PULEC, M.—MIKO, O.—KLINEC, A.—BEZÁK, V.—LUKÁČIK, E.—KANTOR, J.—ELIÁŠ, K.—BEŇKA, J.—MOLÁK, B.—KUPČO, G.—GUBAČ, J.—DOVINA, V.—KLINČEKOVÁ, M.—VOZÁROVÁ, A.—PLANDEROVÁ, E. 1980: Geologicko-ložisková charakteristika a prognózy W-zrudnenia v oblasti Jasenie—Kyslá, Nízke Tatry. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PECHO, J.—BEŇKA, J.—DOVINA, V.—GUBAČ, J.—MIKO, O.—MOLÁK, B.—PETRO, M.—RAPANT, S.—VOZÁROVÁ, A. 1982: Geologický výskum volfrámového zrudnenia v oblasti Jasenie—Kyslá, II. etapa. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PECHO, J.—PULEC, M.—KLINEC, A.—BEZÁK, V.—MIKO, O.—LUKÁČIK, E.—VOZÁROVÁ, A.—PLANDEROVÁ, E.—GUBAČ, J.—MOLÁK, B.—BEŇKA, J.—SUCHÝ, S.—KANTOR, J.—ELIÁŠ, K.—KUPČO, G.—DOVINA, V.—RAPANT, S.—VYBÍRAL, V. 1983: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. *Mineralia slov.* 9, 4, Bratislava, 275—292.
- PLANDEROVÁ, E.—ŠTÁR, V.—GRECLA, P.—EGYÜD, K. 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitic-kých bridlic zo zemplinskeho ostrova. *Mineralia slov.* 13, 2, Bratislava, 97—128.
- PULEC, M.—MIKO, O.—LUKÁČIK, E.—STANKOVIČ, J. 1977: Perspektívne scheelitové zrudnenie v západnej časti Nízkych Tatier. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAGOT, J. P. 1976: Evolution du degré d'organisation des particules carbonées disséminées dans les roches. *Bull. Centr. Rech.* 10, 1, Pau, 221—251.



- REPCOK, I. 1971: Stupeň undulózneho zhášania kremeňa niektorých granitoidov Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 165—171.
- SIEGL, K. 1970: Fabric anisotropy of Dumbier granodiorite. Geol. Zbor. Geologica carpath., 21, 2, Bratislava, 327—334.
- SIEGL, K. 1976: The structure of the Low Tatra pluton (West Carpathians). Geol. Zbor. Geologica carpath., 27, 1, Bratislava, 149—164.
- SIEGL, K. 1981: Structure of the Dumbier Metamorphites (West Carpathians). Geol. Zbor. Geologica carpath., 32, 1, Bratislava, 113—127.
- SLAVKAY, M.: 1971: Vzťah niektorých nízkotatranských antimonových ložísk ku geologickým štruktúram. Mineralia slov., 3, 9, Spišská Nová Ves, 5—22.
- STACH, E.—MACKOWSKY, M. T.—TEICHMÜLLER, M.—TAYLOR, G. H.—CHANDRA, D.—TEICHMÜLLER, R. 1975: Stach's textbook of coal petrology, Gebr. Borntraeger, Stuttgart, 1—535.
- ŠENGLIA, D. M.—ACHVLEDIANI, R. A.—KECCHOVELI, D. N. 1976: Rentgenovskoje izučeniye uglisografitovogo veščestva v temperaturnom intervale 300—850 °C. Soobšč. AN Gruz. SSR, 83, 3, Tbilisi, 661—663.
- ŠENGLIA, D. M.—ACHVLEDIANI, R. A.—SOLDATOV, I. A. 1977a: Eksperimentalnyje issledovanije zavisimosti parametra elementarnej rešetki C (Å) uglisografitovogo veščestva ot temperatury i davlenija. Soobšč. AN Gruz. SSR, 86, 2, Tbilisi, 389—392.
- ŠENGLIA, D. M.—ACHVLEDIANI, R. A.—KECCHOVELI, D. N. 1977b: Grafitovij termometr. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, Ser. geol., 235, 6, Moskva, 1407—1409.
- ŠENGLIA, D. M.—MIKO, O.—BEZÁK, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronskeho komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. Mineralia slov., 10, 4, Bratislava, 321—328.
- TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R.—WEBER, K. 1979: Inkohlung und illit-kristallinität. Vergleichende Untersuchungen in Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. Fortsch. geol. Rheinl. Westf., 27, Krefeld, 201—276.
- TURNER, F. J. 1968: Metamorphic petrology. Mc Graw-Hill, New York, 1—403.
- VYBÍRAL, V. 1982: Geofyzikálny výskum W-zrudnenia v južnej časti Nizkych Tatier; správa za r. 1981. Geofond, Bratislava,
- WINKLER, H. G. F. 1974: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York, 1—320.
- ZOUBEK, V. 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nizkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. Ustř. Úst. geol., 26, Praha, 162—166.

B. Molák — O. Miko — E. Planderová — J. Franců

### Early Paleozoic Metasediments on the southern Slopes of the Nízke Tatry Mts near Village Jasenie

#### Summary

In the western part of the "Dumbier" crystalline complex of the Nízke Tatry Mts., N of the village Jasenie, in a complex of metamorphites of crystalline complexes are geologic units of various ages, also differing in the degree of metamorphism. The structure of the area is complicated, imbricated-blocky; the units are separated by extensive Alpine fault zones. The zone, separating the zone of gneisses and migmatites, composing the southern part of the area, from the northern zone of nebulitic migmatites, belongs among the most important zones: it is a boundary between two complexes differing both in lithology and the degree of metamorphism. In the area studied the zone extends from the valley head of the Bukovecká dolina northeastward along the Ráztocká hoľa (B. M. 1565 m), farther into the Biela Voda valley, across the Viržing valley and the Gelfúsová dolina valley eastwards. Around this tectonic zone anomalously increased W-Au mineralizations were revealed (by schlich and fragment prospection, drilling a.o.). The zone is characterized by the presence of dark metasediments containing carbon matter. The metasediments were studied in detail. Similar fault zones with rocks of analogous type are also farther on the south

e.g. on a ridge SE of the Haliar valley and on the SW on western slopes of the Prostredná dolina valley, in the valley head of the Bukovecká dolina, and near the boundary between crystalline and Mesozoic complexes between the valleys of Ryznička and Seče. Graphitized kerogen was also present in rocks from the borehole L-5 in the Lomnístá dolina valley. In the past there were in more places known narrow synclinal belts or "wedged-in" remains of Lower Triassic quartzites and shales. Some rocks were denoted as Permian metasediments.

Characteristic colouring of the dark schistose metasediments is due to the content of carbon-organic matter. Palynologic analysis revealed well preserved spores of terrestrial plants, remains of acritarchs representing sea plankton. It is palynoflora typical of the Lower and Middle Devonian (genera and species are presented in the text). Some spore species are the same as found in the Predná hoľa volcanic-sedimentary complex and others, mainly spores of Spermophyta are the same as in the Veporic crystalline complexes of the eastern part of the Nízke Tatry Mts. near Beňuš and Bacúch.

Petrologically the rocks may be denoted as metagraywackes with preserved primary textures. Originally they were mostly fine-grained polymict psammites with abundant pelite and aleurite binder. Clastic grains represent mostly quartz (its undulation extinction angle was measured and statistically evaluated). Some samples also contained grains of formerly volcanic material, others contained tiny rock fragments — then they have a character of metaconglomerates.

The dark matter rich in carbon present in the rocks (content 0.1—3 %) was studied by laboratory methods. Analyzed samples comprised material from several rock types, affected by metamorphism of different degrees (graphite from Sri Lanka and Český Krumlov, Bohemian Massif, samples from low-metamorphosed Veporic crystalline complexes of the Nízke Tatry Mts. and Spišsko-gemerské rudohorie ore mountains). All samples for analysis were treated by the method described in the text. The x-ray diffraction analysis of carbon matter from the studied area showed that it was mostly subgraphitic matter characterized by various degrees of arrangement of the crystal lattice. Some samples contained two or three kinds of carbon materials as confirmed by DTA and by measurements of light reflectivity. According to the values of the light reflectivity  $R_{\max}$  the degree of alteration of carbon matter in the studied samples corresponds to metaanthracite. A low bireflection is indicative of metamorphism at lower pressures. Weak pleochroism shows that the organic matter originates most likely from continental wash. Morphology (size and shape of grains) was studied by electron scanning microscope. The low degree of metamorphism of the studied rocks is indirectly proved by the fact that the dark carbon film on palynomorphs was easily removed by oxidation agents.

The results of detailed biostratigraphic and petrographic researches, the study of the carbon organic matter show that dark rocks in fault zones among slices of the higher-metamorphosed crystalline complexes represent Early-Paleozoic — Devonian metasediments. The low degree of their Variscan regional metamorphism is evidenced not only by the preserved palynomorphs but also by relics of original texture of the rocks, metamorphic mineral associations and the character of subgraphite and graphite carbon matter. Progressive metamorphism of rocks did not surpass the middle part of the green schist facies. The rocks were also affected by intense Alpine tectonodeformation- and partly by hydrothermal metamorphism.

The presence of the Devonian metasediments in the complicated geologic structure of southern slopes of the Nízke Tatry Mts. should also be considered in connection with the prospection for ore mineralization or with the relation of  $C_{\text{org}}$  to accumulation of mineral resources. The results of the study of  $C_{\text{org}}$  can also serve as comparative material in the investigation of other problematic metamorphosed crystalline complexes of the West Carpathians.

Translation: E. Jassingerová

## Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—V

### Tab. I

- Obr. 1 *Azonomonolites usitatus* TCHBR. (vz. RH-3);
- Obr. 2 *Protosphaeridium* sp. (vz. HE-1);
- Obr. 3 *Azonomonolites* sp. (vz. HE-1);



- Obr. 4 *Ammonidium* sp. DEUNFF. (vz. HE-2);
  - Obr. 5 *Emphanisporites rotatus* MC GREGOR (vz. RH-3);
  - Obr. 6 *Pullovicinites devonicus* CRAMER (vz. HE-2);
  - Obr. 7 *Trachytriletes* cf. *lasius* (WALTZ) NAUM. (vz. RH-3);
  - Obr. 8 *Ammonidium* cf. *loriferum* CRAMER (vz. HE-1);
  - Obr. 9 *Staplinium* cf. *cubuides* (DEUNFF.) (vz. HE-1);
  - Obr. 10 *Chelinospora* cf. *concinna* ALLEN (vz. RH-3);
  - Obr. 11—12 *Triangulina* cf. *alorgada* CRAMER (vz. HE-1);
  - Obr. 13 *Evittia* sp. (vz. HE-2).
- Všetky fotografie sú zväčšené 1000×.

#### Tab. II

- Obr. 1 Blastopsamitická štruktúra metadrobry s jemne rozptýleným metaantracitom v základnej hmote; tmavé zrná — turmalín, vz. HE-2, 1 nikol, zväčš. 15×.
- Obr. 2 Porfyroblastické lupienky novotvoreného muskovitu v metadrobe. Drobné čierne zrnká a šmuhy — metaantracit. Vz. HE-2, 1 nikol, zväčš. 15×.

#### Tab. III

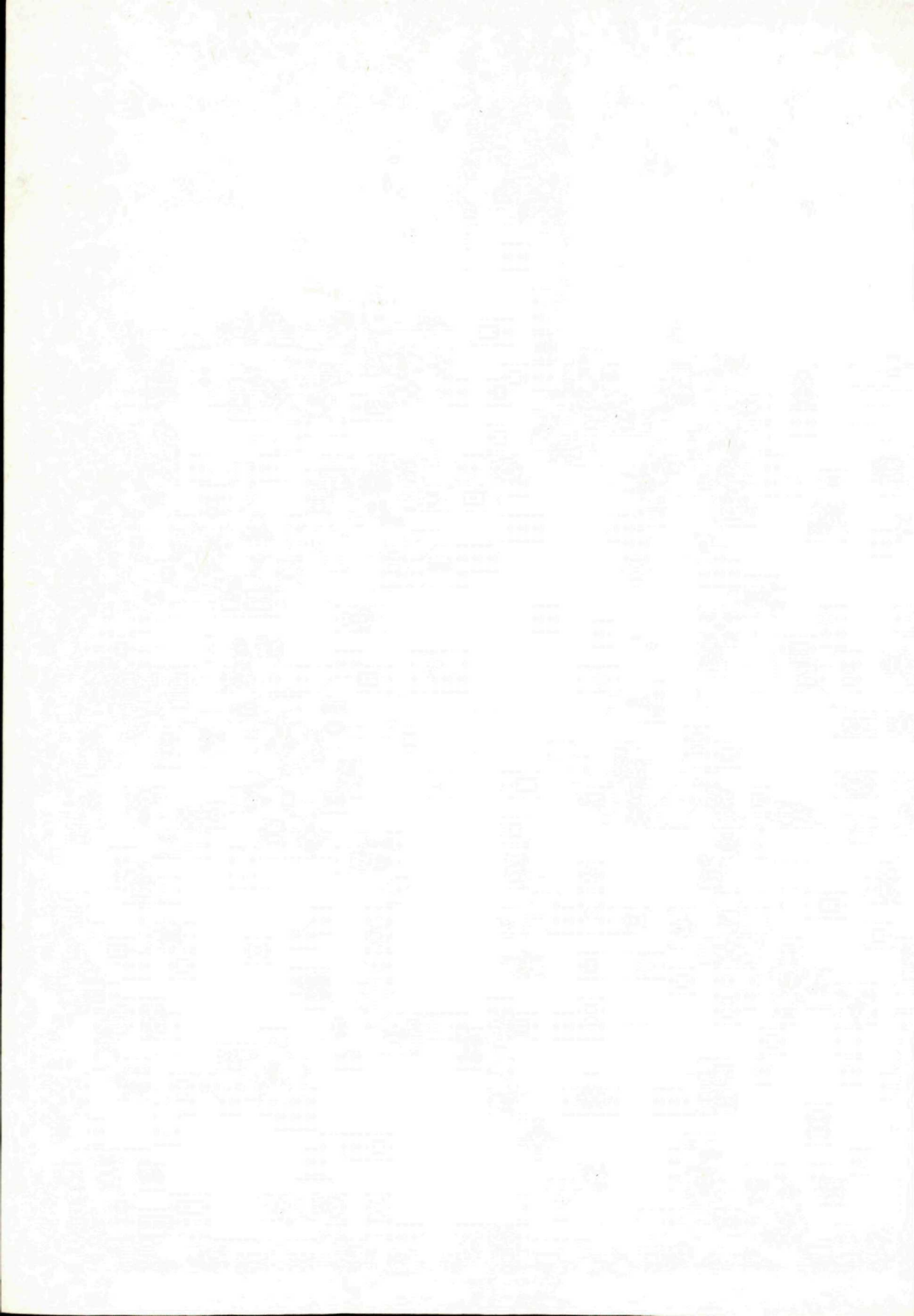
- Obr. 1 Masívna organická hmota „uhoľného“ vitrinitického typu (vz. G-1,  $R_{\max} = 4,5 \%$ ,  $R_{\min} = 3,4 \%$ )
- Obr. 2 Laminárna „grafitoidná“ organická hmota s mikrokryštalickou štruktúrou (vz. G-1)
- Obr. 3 Organická hmota zo vzorky Pol-1, tmavé pozadie — polyester ( $R_{\max} = 4,7 \%$ ,  $R_{\min} = 3,7 \%$ )
- Obr. 4 Grafít z Českého Krumlova — vz. ČK-MV ( $R_{\max} = 10,3 \%$ ,  $R_{\min} = 0,6 \%$ )

#### Tab. IV

- Obr. 1 Šupinky grafitu rozrušené pri technologickom spracovaní (vz. SL-1 Srí Lanka, zväčš. 450×)
- Obr. 2 Deformované šupinky grafitu (vz. ČK-MV, zväčš. 4000×)
- Obr. 3 Grafít, v strede kryštál s hexagonálnym habitom (vz. G-1, zväčš. 6000×)
- Obr. 4 Šupinky semigrafitu (vz. L-5a, zväčš. 1800×)

#### Tab. V

- Obr. 1 Šupinky semigrafitu (vz. Pol-1, zväčš. 11 000×)
- Obr. 2 Zrníčka a šupinky antracitu (vz. HE-1, zväčš. 10 000×)
- Obr. 3 Jemne šupinkový antracit (vz. S-1, zväčš. 1200×)
- Obr. 4 Kryštály syntetického ralstonitu (vz. HE-2, zväčš. 17 000×)





Marián Putiš

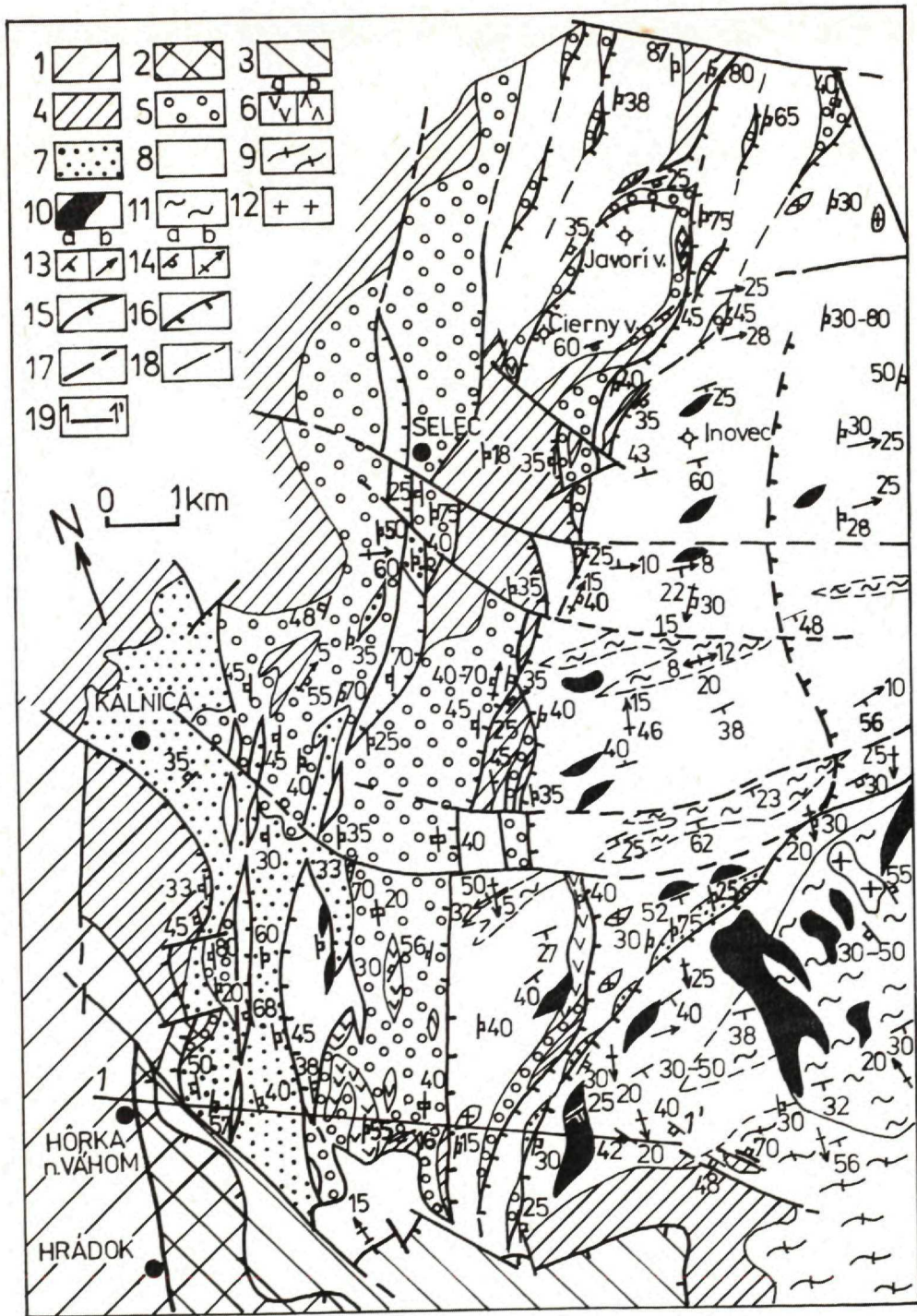
## Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca

2 obr., 9 fotogr. tab. (VI—XIV), angl. resumé

**Abstract.** The source area of Upper Carboniferous and Permian clastogenic material in the Považský Inovec Mts. was in the underlying mica schists and mica-schist-gneiss crystalline complexes. The Permian represents the continental to continental-lagoonal type with bimodal volcanism of the basalt-rhyolite association. Low-degree alpine metamorphism of the Late Paleozoic shows mostly the character of dynamometamorphism in association with two common deformational stages of the Late Paleozoic and underlying crystalline complexes.

### Úvod

O perme v Považskom Inovci sa zmiňuje už D. ŠTÚR (1860 in M. MAHEL 1950), na prítomnosť karbónu upozorňujú práce M. MAHELA (l. c., 1951) a J. KAMENICKÉHO (1956, 1958 in T. BUDAY et al. 1963). Vrchný karbón palinologicky dokladá O. ČORNÁ (O. ČORNÁ—L. KAMENICKÝ 1976), perm (klastogénny) E. PLANDEROVÁ (1977, 1978 in A. VOZÁROVÁ—J. VOZÁR 1978). O prítomnosti vrchného karbónu a permu chočského príkrovu v Považskom Inovci uvažuje J. VOZÁR (1975 in V. M. HOLUB—J. VOZÁR 1980). Podrobným prieskumom permu Považského Inovca sa zaoberali pracovníci ČSÚP k. p. (I. ŠTIMMEL 1984, v tlači, L. NOVOTNÝ—I. ROJKOVIČ 1980, J. BADÁR—G. V. AFANASJEV 1982), ktorí vymedzili a charakterizovali základné litostratigrafické jednotky a geologickú stavbu. Geologicko-tektonické pomery kryštalinika a mladšieho paleozoika Považského Inovca charakterizuje M. PUTIŠ (in M. MAHEL et al. 1979, 1981, 1983, in M. MAHEL et al. 1984), ktorý upozorňuje (in M. MAHEL et al. 1979) na novozistené telesá bázik s tufmi uprostred permu v Hôrčanskej doline (v. od obce Hôrka n. Váhom). Na základe výraznejších prejavov nízkostupňovej metamorfózy tohto vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia (v porovnaní s ostatnými členmi mladšieho paleozoika), ako aj lokálnej pozície priamo na kryštaliniku (Hôrčanská dolina) uvažoval autor (1981, 1982, 1983) aj o prípadne staršom (devón—spodný karbón?) veku tohto súvrstvia (jemnozrnné a mandľovcové bazalty, ich tufy s vložkami silicítov), hoci štruktúrna divergencia vzhľadom k ostatným mladeopaleozoickým sekvenciám nebola zistená (M. PUTIŠ, l. c.). Novšie, doplnené údaje svedčia pre permský vek uvedeného vulkanicko-sedi-





mentárneho súvrstvia a pre príslušnosť mladopaleozoických súvrství k obalu podložného kryštalinika, ktoré bolo zdrojom klastogénneho materiálu vrchného karbónu a permu (M. PUTIS in M. MAHEĽ et al. 1984).

Článok sumarizuje výsledky autora získané základným geologickým mapovaním, v mierke 1 : 25 000 (v rokoch 1977—1984), štruktúrnou analýzou a mikroskopickou petrografiou.

## Vrchný karbón

Základným znakom vrchnokarbónskych sedimentov Považského Inovca je rytmické striedanie ílovitých, ílovito-piesčitých, drobovo-piesčitých a piesčitých bridlíc až pieskocov s nepravidelnými niekoľko metrov hrubými vložkami polymiktných zlepcov s piesčitou a piesčito-ílovitou základnou hmotou. Tmavosivé až čierne bituminózne vložky sa viažu prevažne na ílovité a ílovito-piesčité bridlice. Pre jemnozrnné bridlice je charakteristická sedimentárna laminácia s častými synsedimentárnymi konvolútnymi mezovrásami.

Konvolútne (plastické) deformácie lamín sú odrazom horizontálnych pohybov súvrstvia, najmä sklzov. V súvislosti s tým sa miestami (Krajná dolina) nachádzajú až pseudozlepence so závalkami (intraklastmi) potrhaných plastickejších ílovitých vrstvičiek vo vrstvách ílovito-piesčitých.

Polymiktné zlepence obsahujú bohatý valúnový a úlomkový materiál metamorfovaných, ale aj magmatických a sedimentárnych hornín, ako aj klastov ich minerálov: retrográdne metamorfované svory a svorové ruly, ojedinele mylonitizované (diafotritické svory, resp. svory diafotritického pôvodu — podľa J. KAMENICKÉHO 1958), metakvarcity, albitizované svorové ruly až albitické granitoidy, aplity; kremeň, sericitizované živce, deformované sfudy: muskovit,  $\pm$  biotit, chloritizovaný a bauertizovaný biotit, biotit so sagenitom; chlorit; chloritizovaný granát, turmalín, zirkón, rutil — z podložného kryštalinika; i lomky tmavých bridlíc vlastného súvrstvia.

Klastogénny materiál pieskocov a zlepcov vrchného karbónu — z hľadiska typov minerálov, ich veľkosti, premien, zachovaných kryštalizačných vzťahov vo valúnoch a úlomkoch — jednoznačne poukazuje na jeho pôvod (zdroj) z podložného svorového a svorovorulého kryštalinika (tab. X, obr. 1—9).

---

Obr. 1 Geologicko-tektonická skica mladšieho paleozoika a časti kryštalinika Považského Inovca (podľa M. Putiša 1981, 1983)

1 — terciér, 2 — mezozoikum chočského príkrovu (podľa M. Maheľa 1963), 3 — mezozoikum križňanského príkrovu (podľa M. Maheľa 1963), 4 — obalové mezozoikum včlenené do stavby kryštalinika (doplnené podľa M. Maheľa 1963 a M. Maheľa et al. 1984 v oblasti sv. od Selca), 5 — obalový perm, 6a — permské bázičné vulkanity, b — permské kyslé vulkanity, 7 — obalový vrchný karbón, 8—12 — kryštalinikum: 8 — svory, svorové ruly, 9 — pararuly, 10 — amfibolity, 11 — migmatizované ruly a migmatity, 12 — leukokrátne granity, 13a — predalpínska metamorfná foliácia kryštalinika, b — predalpínska metamorfná lineácia kryštalinika, 14a — pozícia predalpínskej metamorfnej foliácie kryštalinika v alpínskom štruktúrnom pláne, foliácia  $S_1$ — $S_4$  mladšieho paleozoika, b-B — osi alpínskych mezovrás v kryštaliniku aj v obalovom paleozoiku, 15 — presunové plochy križňanského a chočského príkrovu, 16 — alpínske násunové a prešmykové plochy, 17 — zlomy, 18 — geologické hranic

Prejavy magmatizmu vo vrchnom karbone Považského Inovca neboli zistené. Albitovo-epidotické amfibolity, ktoré uvádza J. KAMENICKÝ (in B. CAMBEL et al. 1961) aj v geologickej mape kryštalinika a obalového paleozoika Považského Inovca v mierke 1:200 000 (J. KAMENICKÝ in T. BUDAY et al. 1963) vo vrchnom karbone v oblasti záveru Novanskej doliny, patria už retrográdne metamorfovanému a albitizovanému, mylonitizovanému až fylonitizovanému podložnému kryštaliniku, ktoré tu v šírke až 800 m (obr. 1) vystupuje pozdĺž prešmykovej plochy (hrádocko-selecký prešmyk — M. PUTIS 1980a).

### Alpínska metamorfóza

Intenzita alpínskej metamorfózy charakteru dynamometamorfózy sa neprejavuje v celom súvrství rovnako, a má v celku zonálny charakter (priebeh zón v smere SSV—JJZ) v závislosti od priebehu a výraznosti tektonických porúch v uvedenom smere. Šírka zón dynamometamorfózy je niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov, dĺžka až niekoľko kilometrov. Najvýraznejšia dynamometamorfóza je na styku vrchného karbónu s prešmyknutými kryhami podložného kryštalinika (k Z i V) alebo na styku s permom a obalovým mezozoikom. V súvislosti s tým môžeme odlišiť: plochy vrstevnatosti  $S_0$  (tab. X, obr. 1), foliáciu (bridličnatosť)  $S_1$  (tab. X, obr. 2) paralelnú s plochami  $S_0$  a kliváž  $S_2$  ( $S_2 \times S_0, S_1$ ) miestami s dynamometamorfóznou minerálnou asociáciou: kremeň, sericit, chlorit, ktorá môže byť prítomná aj v plochách  $S_1$ , pokiaľ  $S_2$  nie sú vyvinuté.

### Geologická pozícia a tektonické štruktúry

Blízky vzťah (t. j. obalovú pozíciu) vrchného karbónu k podložnému svorovému a svorovorulovému kryštaliniku Považského Inovca zväzňuje úzky (od niekoľko 10 m do 150 m), ale dlhý (6 km), takmer súvislý pruh zavrásneného karbónu do podložného kryštalinika v oblasti medzi Hrádckou dolinou a vrchom Panská javorina (obr. 1). Prevrátené rameno synformy podložného kryštalinika je v uvedenom úseku plocho (s úklonom do  $30^\circ$ ) strižne nasunuté na zavrásnený vrchný karbón. Násunová plocha má smer VSV—ZJZ (sklon do  $30^\circ$  k JJV), avšak jej pokračovanie ďalej na S je utaté kálnickým zlomom (M. PUTIS, l. c.), ktorý je súčasťou hrádockej zlomovej sústavy (M. MAHEL 1969) smeru SZ—JV.

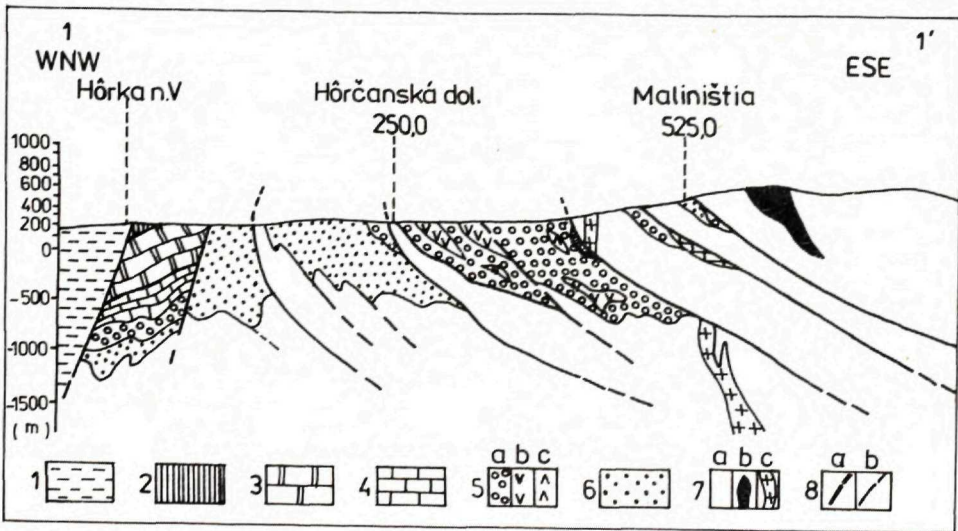
V širšom (niekoľko km) pruhu mladšieho paleozoika medzi Hrádkom a Selcom je karbón spoločne s permom začlenený do prešmykovej až vrásovo-prešmykovej stavby podložného kryštalinika v smere SSV—JJZ až SV—JZ. Dôkazom toho je niekoľko pruhov kryštalinika uprostred mladšieho paleozoika (uprostred vrchného karbónu aj permu), medzi ktorými je vrchný karbón a perm vzájomne prevrásnený a navyše porušený prešmykmi v uvedenom smere (obr. 2). Najvýraznejší je hrádocko-selecký prešmyk (M. PUTIS in M. MAHEL et al. 1979, M. PUTIS 1980a), ktorý je na povrchu (obr. 1) pozorovateľný podľa vyťahnutého úzkeho (niekoľko 10 m až 800 m) budinovaného pruhu mylonitizovaného až fylonitizovaného podložného



kryštalinika v centrálnej (osovej) časti mladšieho paleozoika na úseku vyše 13 km. Práve pozdĺž tejto poruchy v úseku medzi Krajnou dolinou (jv. od Kálnice) a Selcom je vrchný karbón v podobe niekoľkých šošoviek „vytiahnutý“ spod permu (obr. 1).

Tektonický štýl kryštalinika vystupujúceho uprostred mladšieho paleozoika pozdĺž stredne až strmo uklonených (k V i Z) prešmykových plôch vo forme mylonitizovaných až fylonitizovaných budinovaných pretiahnutých šošoviek bol označený ako prešmykový až šupinovo-„bradlový“ (M. PUTIS 1981, s. 73). Názňaky až bradlového tektonického štýlu kryštalinika môžeme vidieť v tých miestach obalového paleozoika, kde sú šupiny podložného kryštalinika, ktoré „prerážajú“ mladopaleozoický obal, takmer vztýčené. Šupiny kryštalinika sú aj z diaľky veľmi výrazné, nakoľko morfológicky vyčnievajú z plastickejších súvrství obalového paleozoika. Najlepším príkladom je lokalita Holubáci na hrebeni medzi hrádockou a Hôrčanskou dolinou. Hoci tento tektonický štýl nemožno označiť ako „bradlový s.s.“, jednako pripomína stavbu v neďalekom bradlovom pásme a časove bol priradený až k mezoalpínskemu vrásneniu, k laramskej fáze (?; M. PUTIS 1983).

Plochy  $S_0$  vrstevnatosti vrchného karbónu (s lokálnymi synsedimentárnymi konvolútnymi mezovrásami  $V_0$ ) sú dobre rozpoznateľné podľa laminácie ílovitých bridlíc alebo podľa vrstevného striedania ílovitých bridlíc s pieskvcami, prípadne so zlepcami. Plochy  $S_0$  môžu mať v mezookrsku (v mezooblasti) monoklinálnu pozíciu, inde sú zvrásnené do otvorených vrás  $V_1$ , lokálne, t. j. v určitých tektonicky zvlášť redukovaných zónach, až do tesných vrás  $V_1$  s B-osou smeru SSV—JJZ.



Obr. 2 Geologický profil (1-1')

1 — terciér, 2 — chočský príkrov, 3 — križňanský príkrov, 4 — obalové mezozoikum, 5a — perm, b — bazické vulkanity permu, c — kyslé vulkanity permu, 6 — vrchný karbón, 7a — svory, svorové ruly, b — amfibolity, c — leukokrátne granity, 8a — presunové, násunové, prešmykové a zlomové plochy (styk tektonický), b — geologické hranice

Plochy  $S_1$  majú charakter bridličnatosti konkordantnej s plochami  $S_0$  (najmä v horninách na styku s prešmykovými plochami podložného kryštalinika), kedy sa diferenciálne (čiasťkové) pohyby udiali v plochách ( $S_1$ ) paralelných s vrstevnatosťou ( $S_0$ ). Vo vrásach  $V_1$  majú plochy  $S_1$  smer SSV—JJZ.

Plochy  $S_2$  v ílovitých a piesčito-ílovitých bridliciach majú často charakter vráskovej (sprevádzajúcej vrásky  $V_1$ ) kliváže (s hustotou plôch  $S_2$  3—5 /cm/ a priemernou hodnotou 110/45/ smer sklonu/sklon/.

Najmladšou deformáciou sú flexúry a vrásky ohybových pásov (kink bands, kink folds)  $V_2$  s B-osou smeru SSV—JJZ so sprievodnými mezodislokáciami.

## Perm

K litologickému a stratigrafickému styku vrchného karbónu a permu sa nemožno jednoznačne vyjadriť, nakoľko je všade tektonicky zvýraznený. Perm predstavujú typické molasové sedimenty s pestrým detritickým až hrubodetritickým materiálom. Prítomnosť sadrovca a anhydritu (referát I. ŠTIMMELA 1984, v tlači), ako aj tenkých (niekoľko cm až dm) lokálnych vložiek detritických karbonátov (detritický vápenec až vápencový pieskovec s detritickou štruktúrou, s klastami hlavne kremeňa, prípadne živcov a muskovitu) v piesčitých bridliciach permu — napr. na hrebeni Čierny vrch—Inovec, poukazujú na kontinentálny, až kontinentálno-lagunárny typ permu (s bimodálnym typom vulkanizmu bazaltovo-ryolitovej asociácie).

Sedimenty permu reprezentujú: arkózové pieskovce (miestami tzv. meďnaté pieskovce — hrebeň sz. od Ostrého vrchu, medzi Krajnou a Prostrednou dolinou), arkózy, piesčité droby, sivé, zelené a červenofialové piesčité a ílovito-piesčité bridlice, polymiktné zlepence s piesčitoílovitou základnou hmotou, kremítopiesčité zlepence až zlepenecové kremence s pestrofarebným materiálom (kremencové konglomeráty).

Polymiktné zlepence obsahujú pestrý valúnový a úlomkový materiál: svory, svorové ruly, amfibolity, bežne s retrográdne premenenými metamorfnými minerálmi, alebo sú albitizované, lokálne až do stupňa, keď nadobúdajú charakter albitických granitoidov; úlomky červenofialových bridlic, červených silicítov a bázických tufov vlastného súvrstvia; tmavých bridlic (vrchný karbón?); klasty minerálov: korodované hypidiomorfné výrastlice (porfyroklasty) kremeňa a živcov — z permských ryolitov a ich tufov; kremeň, sericitizované živce (vrátane klastov nepremeneneného albitu), muskovit,  $\pm$  biotit, chloritizovaný a baueritizovaný biotit, chloritizovaný granát, chlorit, turmalín, zirkón, rutil — z metamorfitov podložného kryštalinika (tab. VI, XIII).

## Vulkanizmus a hydrotermálna metamorfóza

V permskom súvrství vystupujú aj horniny kyslého (ryolity a ich tufy) i bázického (jemnozrnné a mandľovcové bazalty a ich tufy) vulkanizmu (tab. VII, XI, XII).

Prejavy kyslého vulkanizmu v súčasnej erozívnej úrovni permu nie sú také výrazné



ako prejavy bázičského vulkanizmu. Prikladom kyslého vulkanizmu môže byť jediné väčšie teleso (hrúbka do 20 m, pozorovateľná dĺžka vyše 100 m) ryolitu s okrajom tufového charakteru v strednej časti Hôrčanskej doliny (obr. 1). Ryolit má typickú pórovitú textúru a porfyricko-miarolitickú štruktúru (tab. VII, XII).

V oblasti Hôrčanskej doliny nachádzame najlepšie príklady permského bázičského vulkanizmu. Je tu prítomných niekoľko telies s celkovou hrúbkou (bazalty s tufmi) od niekoľko 10 m, do niekoľko 100 m a s pozorovateľnou dĺžkou od niekoľko 100 m až cez 1 km. Vulkanicko-sedimentárne súvrstvie predstavujú štyri základné typy hornín: zelené a červenofialové jemnozrnné bazalty, mandľovcové bazalty, zelené a červenofialové veľmi jemnozrnné tufy a tenké (1—10 cm) vložky silicítov, t. j. laminovaných svetlozelených, ružových až červenofialových veľmi jemnozrnných kvarcítov hydrotermálno-vulkanického pôvodu.

Bazalty až metabazalty majú masívnu až usmernenú textúru, štruktúra je bazaltová, resp. metabazaltová. Mandľovcové metabazalty majú väčšinou výrazne usmernenú pórovito-mandľovcovú textúru, štruktúra je usmernená, mandľovcovo-interstertálna. Pôvodná výplň mandlí je čiastočne zmenená, tvorí ju: kremeň, kalcit, chlorit, oxidy železa. Napriek nízkostupňovej permskej vulkanicko-hydrotermálnej metamorfóze a alpínskej dynamometamorfóze, zostali väčšinou dobre zachované pôvodné textúry i štruktúry bazaltov. Z magmatických minerálov sú prítomné hlavne: lištovité bázičné plagioklasy a korodované výrastlice magnetitu, ± reliktoly olivínu alebo len pseudomorfózy chloritu a kremeňa po olivíne a pyroxénoch.

V jemnozrnných bazaltoch (resp. v ich tufoch) nachádzame žilky kalcitu (hrubé niekoľko mm a cm), v ktorých sú často drobné ostrohranné úlomky bazaltu (tab. VIII, IX-4). Sú to žilky sekundárneho kalcitu mobilizovaného do puklín a prasklín čiastočne utuhnutých telies bazaltov pri ešte pretrvávajúcej vulkanicko-hydrotermálno-metasomatickej činnosti, ktorej produktom sú aj silicity v tufoch. Preto aj značná časť sideritu v mandľovcových bazaltoch a tufoch (vo forme drobných žíliiek a šošoviek veľkosti okolo 1 cm alebo niekoľkomilimetrových „vtrúsených“ zrn môže byť hydrotermálno-metasomatického pôvodu (tab. VII-4, VIII-1). Výlevné telesá bazaltov sa nachádzajú uprostred sprievodných tufov, ktoré sú lemované jemnozrnnými tufitickými bridlicami s postupným prechodom do jemnozrnných klastogénnych členov (aleurity, piesčité bridlice) permu.

Určenie presnejšej stratigrafickej pozície vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia je problematické v tak zložitej geologickej stavbe (bez palinologických údajov). Z jeho geologickej pozície voči vrchnému karbónu a kryštaliniku, napr. v oblasti Hôrčanskej doliny, však vyplýva, že je súčasťou skôr spodnejšej časti permu (spodný perm? — M. PUTIS 1980b) s menším podielom hruboklastických sedimentov.

Hydrotermálno-metamorfné prejavy sú zreteľné aj v bázičných tufoch, ktoré tu majú väčšinou charakter pôvodných veľmi jemnozrnných až celistvých chloritických (s veľmi jemnozrnným diagenetickým chloritom<sub>1</sub>) bridlíc s makroskopickými individuálnymi šupinkami chloritu<sub>2</sub> (veľkosti 1—3 mm) hydrotermálno-metamorfného pôvodu (tab. IX-4), s ktorým miestami vystupuje v paragenetickej asociácii aj biotit (produkt hydrotermálnej metasomatózy); lokálne sú prítomné aj tenké (niekoľko mm) hydrotermálne žilky s aktinolitom, albitom, epidotom, chloritom, kremeňom, kalcitom a pumpellyitom (tab. XI-7-9).



## Alpínska metamorfóza

Počas alpínskej dynamometamorfózy došlo k drobeniu a slabej rekryštalizácii kalcitových zŕn v hydrotermálnych žilkách (tab. VIII) za sprievodnej blastézy chloritu<sub>3</sub> (tab. XII-1—4). Zároveň došlo i k mobilizácii kremeňa (z vulkanosilicítov) a kalcitu (z bazaltov a ich tufov).

Účinkom alpínskej dynamometamorfózy vznikla v chloritických bridliciach i bazaltoch viac-menej výrazná bridličnatosť S<sub>1</sub> (nesúhlasná s vrstevnatosťou S<sub>0</sub>), na ktorú sa viaže aj blastéza chloritu<sub>3</sub>.

Dynamometamorfým účinkom podľahla aj kremenná a kalcitická výplň mandlí bazaltov, čo sa prejavuje drobením a rekryštalizáciou kremeňa a kalcitu (tab. XI-4).

V metasilicitoch došlo k rekryštalizácii kremeňa a jeho reorientácii do plôch metamorfnej foliácie S<sub>1</sub> (tab. XII-6, 7).

Alpínska metamorfóza charakteru dynamometamorfózy sa prejavuje aj v detritických členoch permu, a to drobením a rekryštalizáciou porfyroklastov kremeňa, drobením a sericitizáciou klastov živcov a čiastočnou rekryštalizáciou základnej hmoty hruboklastických sedimentov (pieskovcov, zlepcov) a tufov ryolitov, za vzniku usmerneného sericitu (príp. sericitu-muskovitu) a chloritu (tab. XIII-1—6). Miestami pozorujeme len rekryštalizáciu tmelu (tab. XIV-1), prípadne v niektorých hruboklastických sedimentoch len usmernenie základnej hmoty.

Metamorfná minerálna asociácia permských súvrství (kremeň, sericit-muskovit, chlorit, kalcit) poukazuje na nízkostupňovú metamorfózu (fácia zelených bridlíc, subfácia kremeňovo-albitovo-mukovitovo-chloritová), s výrazným uplatnením dynamometamorfózy (kataklastickej metamorfózy) so sprievodnou pomerne výraznou rekryštalizáciou, ale slabou neomineralizáciou.

## Geologická pozícia a tektonické štruktúry

Úzky vzťah permu k podložnému svorovému a svorovorulovému kryštaliniku vyplýva aj z veľkého počtu synklinál zavrásneného permu uprostred kryštalinika. Synklinály zavrásneného permu obsahujú popri detritických litologicky pestrých horninách aj bazalty a ryolity, z čoho vyplýva aj nadväznosť týchto vulkanitov výlučne na perm (napr. Humienec, Javorí vrch, Belice, Hôrčanská dolina).

Vo viacerých synklinálach permu zavrásneného do kryštalinika nachádzame i reliktu sprievodného obalového mezozoika (Hrádocká a Hôrčanská dolina, pri Selci), prípadne je perm s obalovým mezozoikom vzájomne prevrásnený (záver Prostrednej doliny, medzi Selcom a Mníchovou Lehotou). Osobitnú pozornosť si zasluhujú tektonické poloekná až okná, v ktorých spod nasunutého kryštalinika vystupuje perm a obalové mezozoikum (medzi Hrádockou a Hôrčanskou dolinou), resp. mezozoikum spod permu a kryštalinika (v závere Prostrednej doliny).

V niekoľko kilometrov širokom pruhu mladšieho paleozoika medzi Hrádkom a Selcom je perm spoločne s kARBÓnom včlenený do vrásovo-prešmykovej a prešmykovej stavby podložného kryštalinika. V dôsledku toho je tu permské súvrstvie až povztyčované (oblasť medzi Hrádockou a Krajnou dolinou).



V hlbšom štruktúrnom horizonte severozápadného širšieho (4—6 km) pruhu mladšieho paleozoika majú prešmykové plochy krých (šupín) podložného kryštalinika úklon 35—45° k VJV (Hrádocká a Hôrčanská dolina), vo vyššom štruktúrnom horizonte sú vztýčené (Novanská a Kočovská dolina) až napokon nadobúdajú opačný smer sklonu, t. j. k ZSZ pod uhlom 25—80° (s. od Prostrednej doliny, pri Selci; M. PUTIŠ 1981 — s. 41—46, príl. 3, 4; M. PUTIŠ 1983 — obr. 1, 3, 4).

Vrásovo-prešmykové až prešmykovo-násunové plochy uprostred hlavnej masy kryštalinika so začleneným mladopaleozoicko-mezozoickým obalom majú pôvodný (AD<sub>1</sub> deformačné štádium) mierny (15—35°) sklon k VJV až JJV (napr. záver Hôrčanskej a Krajnej doliny s. od Javorieho vrchu), ktoré boli neskôr (AD<sub>2</sub> deformačné štádium) do rôzneho stupňa povztyčované (v celej oblasti medzi Hrádkom a Trenčianskym Jastrabím).

Východná vergencia pohybu v závere AD<sub>2</sub>, t. j. počas AD<sub>2</sub>' deformačného štádia, v štruktúrach vrchných častí mladšieho paleozoika a s nimi štruktúrne spätého mezozoika, je zjavná napr. z prešmyku mezozoika na báze stredotriasových vápencov a dolomitov cez spodnotriasové kremence a perm až na vrchný karbón (Kočovská dolina — j. od Kálnice). Ďalším príkladom je oblasť záveru Prostrednej doliny (5 km v. od Kálnice) a oblasť jv. od Selca, kde je perm nasunutý k V na mezozoikum. Úklon prešmykových plôch k Z a rozsiahly násun permu na mezozoikum zdôraznil aj I. ŠTIMMEL (v tlači, referát — Smolenice 1984).

Z týchto skutočností vyplýva, že východvergentné štruktúry (AD<sub>2</sub>') so sklonom plošných prvkov k Z sú naložené na staršie (AD<sub>1</sub>) západovergentné a vztýčené (AD<sub>2</sub>).

V zložitej stavbe pôvodnú pozíciu permu v nadloží vrchného karbónu dokumentuje jednak väčšia synklinála permu uprostred vrchného karbónu medzi Novanskou a Kočovskou dolinou, jednak prítomnosť permu v nadloží vrchného karbónu v Krajnej doline a zároveň v podloží obalových spodnotriasových kremencov a rauvakizovaných vápencov a dolomitov stredného triasu pri západnom okraji mladšieho paleozoika medzi Hôrčanskou a Kočovskou dolinou.

Naloženosť alpínskych štruktúr, t. j. viacetapovitost ich vývoja v kryštaliniku i obalovom paleozoiku Považského Inovca, dokumentuje napríklad aj zložená (AV<sub>1</sub> + AV<sub>2</sub>) vrásová štruktúra Javorieho vrchu, ktorú tvorí perm zavrásnený do podložného kryštalinika (svory, svorové ruly). Severné rameno tejto zloženej vrásy (s 1 km širokým jadrom v zámkovej časti) má len mierny úklon s metamorfnou bridličnatosťou smeru VSV—ZJZ so sklonom 15—30° k JJV a predstavuje reliktné rameno pôvodnej ležatej paleoalpínskej vrásy (AV<sub>1</sub>) kryštalinika a permu. Južné rameno má odlišnú pozíciu, je strmo uložené (sklon 60—85° k VJV až JV) v smere SSV—JJZ až SV—JZ a predstavuje naložené (na AV<sub>1</sub>) strmšie vrásovo-prešmykové a prešmykové zóny AV<sub>2</sub> pravdepodobne laramského veku (M. PUTIŠ 1983), resp. povrchnokriedového veku, nakoľko postihuje aj vrchnokriedové (A. KULLMANOVÁ 1980, A. KULLMANOVÁ—V. GAŠPARIKOVÁ 1982) súvrstvie mezozoika (M. MAHEL—M. PUTIŠ—D. PLAŠIENKA—F. MARKO 1984).

Bazálne zlepenice vrchnej kriedy obsahujú (o.i.) množstvo valúnov a úlomkov (veľkosti od niekoľko cm do 50 cm) hornín podloženého kryštalinika — najmä charakteristické muskovitické svory a s nimi sa vyskytujúce amfibolity, menej



pegmatitový a aplitový materiál (jv. od Čierneho vrchu). Z toho vyplýva, že súčasťou zdrojovej oblasti vrchnokriedových sedimentov Považského Inovca bolo aj podložné svorové kryštalinikum (podobne ako v prípade obalového vrchného karbónu, permu a liasu), na ktorom priamo ležia, resp. sú do neho zavrásnené.

Plochy  $S_0$  vrstevnatosti sú v detritickom perme zriedkavejšie pozorovateľné v porovnaní s vrchným karbónom. Najspofahlivejšie sú identifikovateľné podľa striedajúcich sa litologických členov, napr. podľa vložiek arkóz v piesčitých bridliciach.

Na plochy  $S_0$  je konkordantne naložená foliácia (bridličnatosť)  $S_1$  (tab. XIV-2, XIII-3) smeru SSV—KKZ až VSV—ZJZ.

Plochy  $S_0$ , resp.  $S_1$ , sú často zvrásnené do mezovrás  $V_1$  s vývojom kliváže osovej roviny —  $S_2$  (tab. XIV-5, 6) v smere SSV—JJZ až SV—JZ. Na plochy  $S_1$  a  $S_2$  sa v blízkosti násunových plôch viaže (vyššie uvedená) dynamometamorfná minerálna asociácia. Plochy  $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$  majú premenlivý, vcelku však prevládajúci mierny a stredný sklon. Rovnaké deformácie nachádzame aj v podložnom kryštaliniku: uvedeným plochám  $S_1$  a  $S_2$  zodpovedajú plochy fylonitizácie kryštalinika (tab. XIV-8, 9).

Mladšou deformáciou sú vrásy  $V_2$  typ u flexúr, spojených flexúr a vrás ohybových pásov s B-osou smeru SSV—JJZ (s hustotou 3—6 dm). Vrásy  $V_2$  majú len zriedkavo priamočiary zámok, väčšinou sú nevalcovité a nerovinné, bežne sú doprevádzané strmo uklonenou klivážou — plochy  $S_3$  (tab. IX-1, 2, 3; XIV-4) a mezodislokáciami v blízkosti prešmykov.

Pri západnom okraji permu na styku s obalovým mezozoikom nachádzame relatívne najmladšiu foliáciu — plochy  $S_4$  (strižná kliváž) smeru SSV—JJZ so sklonom k ZSZ (plochy „rauvakizácie“ v obalovom mezozoiku).

Plochy  $S_0$  vrstevnatosti v silicitoch sú viditeľné prostredníctvom laminácie, ktorá predstavuje prírastkové vrstvičky premenlivej hrúbky a zrnitosti. Laminácia je výrazná aj v tufoch a tufitoch.

Plochy  $S_0$  silicitov, tufov a tufitov sú zvrásnené do tesných až izoklinálnych v mezo- a mikrookrsku prestupujúcich (penetračných) vrás  $V_1$  s vývojom výraznej kliváže osovej roviny —  $S_1$  (tab. XII-5, 6, 7), ktorá je v mezookrsku penetračná v celom vulkanicko-sedimentárnom súvrství permu a často úplne zastiera plochy  $S_0$ . Plochy  $S_1$  v týchto väčšinou plastických členoch nesúhlasia s plochami  $S_0$  a majú jednotný smer SSV—JJZ so sklonom k VJV (prevláda) a premenlivý uhol sklonu. Na plochy  $S_1$  sa viaže vyššie uvedená nízkestupňová metamorfná a dynamometamorfná minerálna asociácia.

Plochy  $S_1$  sú ďalej deformované flexúrami a vrásami „ohybových pásov“  $V_2$ . B-osi vrás  $V_2$  majú zhodný smer s plochami  $S_1$ , t. j. SSV—JJZ.

Vrásy  $V_2$  sú doprevádzané plochami  $S_2$ , buď ako kliváže osovej roviny alebo ramien vrás  $V_2$ , prípadne majú charakter prevažne strmo uklonených mezodislokácií.

## Záver

1. Klastogénny materiál súvrství mladšieho paleozoika Považského Inovca pochádza z podložného svorového a svororulového kryštalinika. Neprítomnosť valú-



nov a úlomkov anatexických migmatitov a granitov-granodioritov južnej (nasunutej) časti kryštalinika zasa nasvedčuje, že táto časť kryštalinika nebola jeho zdrojom.

2. Perm je kontinentálneho, až kontinentálno-lagunárneho typu, s bimodálnym typom vulkanizmu bazaltovo-ryolitovej asociácie, čím sa podstatne odlišuje od výskytov permu v tatriku.

3. Nízkošupňová alpínska metamorfóza mladšieho paleozoika má prevažne charakter dynamometamorfózy v spojitosti s dvoma spoločnými deformačnými štádiami mladšieho paleozoika a kryštalinika: a — paleoalpínske deformačné štádium AD<sub>1</sub> s tektonickým štýlom spoločných ležatých vrás a násunových štruktúr kryštalinika a mladšieho paleozoika (napr. ležatá vrása Javorieho vrchu, mierne uklonené násunové plochy v kryštaliniku, resp. mladšom paleozoiku); b — mezoalpínske povrchnokriedové deformačné štádium AD<sub>2</sub> (Iaramská fáza? — M. PUTIŠ 1983) s tektonickým štýlom vrásovo-prešmykovým, prešmykovým a šupinovo-„bradlovým“ (M. PUTIŠ 1981).

4. V oblasti súvislého pruhu mladšieho paleozoika pri sz. okraji kryštalinika (medzi Hrádkom a Selcom) dominuje tektonický štýl AD<sub>2</sub> deformačného štádia, konečnú príčinu vzniku ktorého predpokladám v horizontálnom posunovom pohybe bloku Považského Inovca k severu pozdĺž predpokladanej zlomovej poruchy (porúch), smeru SSV—JJZ medzi Považským Inovcom a bradlovým pásmom, prekrytej neogénom. Dôvodom tohto predpokladu je aj porovnateľnosť tektonického štýlu AD<sub>2</sub> deformačného štádia v Považskom Inovci s tektonickým štýlom s posunovými štruktúrami v kryštaliniku Malých Karpát (M. PUTIŠ, v tlači), ktoré sú takisto doprevádzané mylonitmi.

## Literatúra

- BADÁR, J.—AFANASJEV, G. V. 1982: Metalogenéza uránu československých Západných Karpát. Mineralia slov. Monografia, 1, Bratislava, s. 3—87.
- BUDAY, T. et al. 1963: Výsvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 — list Gottwaldov, Bratislava, 35—39.
- CAMBEL, B.—KAMENICKÝ, J.—KRIST, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Triebeča a západnej časti Vepora. XII. zjazd Čs. spol. pre miner. a geol., Zjazdový sprievodca, Bratislava, 7—22.
- ČORNÁ, O.—KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zborn. Geol. carpath., 27, 1, Bratislava, 117—132.
- HOLUB, V. M.—VOZÁR, J. 1980: Geologická a paleogeografická mapa karbónu a permu Československej socialistickej republiky. M 1 : 1 000 000, ÚÚG, Praha.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Správa o geologickom mapovaní a výskume severnej časti kryštalinika Považského Inovca. Geol. Práce, Správy 8, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 110—124.
- KAMENICKÝ, J. 1958: Predbežná správa o geologicko-petrografickom výskume severnej časti Považského Inovca. Geofond, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A.—GAŠPARIKOVÁ, V. 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Ústav D. Stúra, Bratislava, 85—95.
- MAHEL, M. 1950: Obalová séria Inovca. Geol. Zborn. 1, Bratislava, 47—58.
- MAHEL, M. 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geol. Zborn. 2, Bratislava, 151—168.
- MAHEL, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 7—29.

- MAHEL, M.—PUTIŠ, M.—PLAŠIENKA, D.—MARKO, F. 1984: Správa k tektonickej mape Považského Inovca 1: 100 000. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NOVOTNÝ, L.—ROJKOVIČ, I. 1980: Uránové zrudnenie v Západných Karpatoch. In: Maheľ, M. ed.: „Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR; kľúčové územia a metódy riešenia“. Zborn. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 327—348.
- PUTIŠ, M. 1980a: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope paleozoic of Považský Inovec Mts. Geol. Zborn. Geol. carpath. 31, 4, Bratislava, 619—621.
- PUTIŠ, M. 1980b: Tektonické štýly a ich použitie. Manuskript—knížnica GÚ SAV, Bratislava.
- PUTIŠ, M. 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráfovej hole. Kandid. dizert. práca. Manuskript—knížnica GÚ SAV, Bratislava.
- PUTIŠ, M. 1982: Metamorfózy v kryštaliniku a obalovom paleozoiku Považského Inovca. In: Krist ed.: „Metamorfne procesy v Západných Karpatoch“. Zborn. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—43.
- PUTIŠ, M. 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope palaeozoic of the Považský Inovec Mts. Geol. Zborn. Geol. carpath. 34, 4, Bratislava, 457—482.
- PUTIŠ, M. v tlači: Príspevok k litológii, metamorfóze a tektonike kryštalinika strednej a severnej časti Malých Karpát. In: Maheľ ed.: „Problémy geologickej stavby juhozápadných častí Západných Karpát vo vzťahu k perspektíve ropy a zemného plynu“. Zborn. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTIMMEL, I. v tlači: Perm Považského Inovca. In Maheľ ed.: „Problémy geologickej stavby juhozápadných častí Západných Karpát vo vzťahu k perspektívam ropy a zemného plynu“. Zborn. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁR, J. 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 227—229.
- VOZÁROVÁ, A.—VOZÁR, J. 1978: Palinspastický obraz vrchného karbónu a permu Západných Karpát. In „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“. Zborn. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 233—257.

Marián Putiš

### Contribution to knowledge of Late Paleozoic of Považský Inovec Mts.

#### Summary

#### Upper Carboniferous

Upper Carboniferous sediments of the Považský Inovec Mts. are characterized by rhythmical alternation of clayey, clayey-sandy, graywacke-sandy and sandy shales and sandstones with several metres thick irregular intercalations of polymict conglomerates with sandy and sandy-clayey matrix. Dark-grey and black bituminous intercalations are mostly associated with clayey and clayey-sandy shales. Fine-grained shales are characterized by sedimentary lamination with frequent syndimentary convolute mesofolds.

Polymict conglomerates contain retrograde-metamorphosed mica schists and mica-schist gneisses, scarce mylonitized mica schists (diaphthorite mica schists or mica schists of diaphthorite origin — according to J. KAMENICKÝ 1958), metaquartzites, albitized micaschist gneisses and albite granitoids, aplites; quartz, sericitized feldspars, deformed mica: muscovite ± biotite, chloritized and baueritized biotite, biotite with sagenite, chlorite; chloritized garnet, tourmaline, zircon, rutile — from underlying crystalline complexes; dark shales of the formation proper.

No manifestations of magmatism in the Upper Carboniferous of the Považský Inovec Mts. were found.

Intensity of Alpine metamorphism with the character of dynamometamorphosis is zonal (NNE—SSW) and is controlled by the course and extent of the NNE—SSW tectonic faults. The zones of dynamometamorphosis range from several metres to several tens of metres in their width and are several km long.

A close relationship (i.e. cover position) of the Upper Carboniferous to underlying mica-schist and mica-schist-gneiss crystalline complexes of the Považský Inovec Mts. is indicated by a narrow (several tens m to 150 m) long (6 km), almost continuous belt of the Carboniferous folded into underlying crystalline complexes between the Hrádocká dolina valley and the Panská javorina hill (Fig. 1).



In this segment there is a shear overthrust of the overturned limb of the synform of the underlying crystalline complexes at 30° on the folded-in Upper Carboniferous. The overthrust plane is ENE—WSW striking (dipping to SSE at 30°). Its northern extension is truncated by the Kálnica NW—SE fault (PUTIS 1980). Tectonic style of crystalline complexes amidst the Late Paleozoic along medium- to steeply E—W dipping overthrust planes (in NNE—SSW and NE—SW directions) in the form of mylonitized and phylonitized budined elongated lenses was denoted as the overthrust — imbricated to “klippen” tectonic style (PUTIS 1981).

## Permian

The Permian is represented by molasse sediments with variegated detrital (sandstones, arkoses, sandy graywackes, grey, green, red-violet sandy shales and clayey-sandy shales) and coarse-detrital (polymict conglomerates with sandy-clayey matrix, quartzite conglomerates) material.

Polymict conglomerates contain mica schists, mica-schist gneisses, amphibolites with retrograde-metamorphosed minerals, or locally albitized to the degree of albite granitoids, clasts of red-violet shales, red silicites and basic tuffs of the formation proper, dark quartzose shales (Upper Carboniferous?); clasts of minerals: corroded hypidiomorphic phenocrysts (porphyroclasts) of quartz and feldspars from Permian rhyolites and their tuffs; quartz, sericitized feldspars (including clasts of unaltered albite), muscovite ±  $\Delta$  biotite, chloritized and baueritized biotite, chloritized garnet, chlorite, tourmaline, zircon, rutile — from metamorphites of underlying crystalline complexes (Table VI, XIII).

The presence of gypsum and anhydrite (paper by ŠTIMMEL 1984 in print) and of thin (several cm — dm) local intercalations of detrital carbonates (detrital limestones and calcareous sandstones) is indicative of a continental or continental-lagoonal type of the Permian with bimodal volcanism (rhyolites and their tuffs; fine-grained and amygdaloidal basalts and their tuffs) of the basalt-rhyolite association.

In spite of low-degree Permian volcanic — hydrothermal metamorphism and Alpine dynamometamorphism, the original structures and textures of basalts are well preserved. Among magmatic minerals are mainly basic plagioclases and corroded phenocrysts of magnetite ± relics of olivine or only pseudomorphoses of chloride and quartz after olivine and pyroxenes.

In fine-grained basalts (or in their tuffs) are calcite veinlets (several mm and cm thick) with frequent small angular fragments of basalt (Tab. VIII, Tab. IX, Fig. 4). They are veinlets of secondary calcite mobilized in fissures and cracks of partly cooled bodies of basalt at the still lasting volcanic — hydrothermal — metasomatic activity producing also silicites in tuffs. So a large portion of siderite in amygdaloidal basalts and tuffs (in the form of small veinlets and lenses up to 1 cm in size, or several mm-sized “disseminated” grains) may have hydrothermal-metasomatic origin (Table II, Fig. 4, Tab. III, Fig. 1).

Manifestations of hydrothermal metamorphism are conspicuous in basic tuffs. These have mostly a character of original, extremely fine-grained and compact chlorite (with very finegrained diagenetic chlorite) schists with macroscopic individual slices of chlorite<sub>2</sub> (1—3 mm in size) of hydrothermal-metamorphic origin (Tab. IX, Fig. 4). In some places they occur in paragenetic association with biotite (product of hydrothermal metasomatism). Thin (several mm) hydrothermal veins with actinolite, albite, epidote, chlorite, quartz, calcite and pumpellyite (Tab. XI, Fig. 7—9) are locally also present.

In the course of alpine dynamometamorphism the calcite grains crumbled and got slightly recrystallized in hydrothermal veinlets (Tab. VIII). The process was associated with blastesis of chlorite<sub>3</sub> (Tab. XII, Fig. 1—4) and with mobilization of quartz (from volcanosilicites) and calcite (from basalts and their tuffs).

The Alpine dynamometamorphism of chlorite schists and basalts resulted in more or less conspicuous schistosity S<sub>1</sub> (unconformable to stratification, penetrated in the mesodomain) to which also blastesis of chlorite<sub>3</sub> is associated.

In metasilicites quartz recrystallized and re-oriented into planes of metamorphic foliation S<sub>1</sub> (Tab. XII, Fig. 6, 7). Dynamometamorphism also affected quartzcalcite filling of amygdales of basalts and resulted in crumbling and recrystallization of quartz and calcite (Tab. XI, Fig. 4).

Alpine metamorphism with the character of dynamometamorphism affected also detrital Permian members and resulted in crumbling and recrystallization of the margin of quartz porphyroclasts, in crumbling and sericitization of feldspar clasts, and in partial recrystallization of matrix of coarse-clastic sediments (sandstones, conglomerates) and tuffs of rhyolites, and in the formation of oriented

microlaminated sericite (or sericite-muscovite) and chlorite (Tab. XIII, Fig. 1—6). In some places only recrystallization of binder (Tab. XIV, Fig. 1) or only orientation of matrix may be observed.

Close relations of the Permian to the underlying mica schist- and mica-schist-gneiss crystalline complexes is indicated by plentiful synclines (synforms) of the Permian folded amidst the crystalline complexes. Superposition of alpine structures, i.e. their polystadial development in crystalline complexes and in the cover Paleozoic of the Považský Inovec Mts. is proved by e.g. a composite ( $AF_1 + AF_2$ ) fold structure of the Javorí vrch hill, consisting of the Permian folded into underlying crystalline complexes (mica schists, mica-schist gneisses). The northern limb of the composite fold (with 1 km wide core in its hinge part) is gently inclined, with ENE—WSW metamorphic schistosity, dipping at 15—30° to SSE, and it represents a relic of the limb of an original recumbent paleoalpine fold ( $AF_1$ ) of crystalline complexes and of the Permian. The southern limb is in a different position, it is steep (dipping at 60—85° ESE to SE—SW) and it represents superposed (upon  $AF_1$ ) steeper fold-overthrust and overthrust zones  $AF_2$  most likely of Laramian or younger age (PUTIŠ 1983) since it also affects the Upper Cretaceous sequence (KULLMANOVÁ 1980, KULLMANOVÁ—GAŠPARIKOVÁ 1982) of the Mesozoic (MAHEL—PLAŠIENKA—PUTIŠ—MARKO 1984).

### Conclusion

1. Clastogenic material of Late Paleozoic sequences in the Považský Inovec Mts. originates from underlying mica schist- and mica schist-gneiss crystalline complexes.

2. The Permian is ranged to the continental and continental-lagoonal types with bimodal volcanism of the basalt-rhyolite association.

3. The low-grade Alpine metamorphism of the Late Paleozoic has a character of dynamometamorphism in relation to two deformation stages of the Late Paleozoic and the crystalline complex: a — the paleoalpine deformation stage  $AD_1$  with the tectonic style of recumbent folds and overthrust structures of crystalline complexes and of the Late Paleozoic; b — the mesoalpine deformation stage  $AD_2$  (Laramian or younger phase? — PUTIŠ 1983) with the fold-overthrust, overthrust- to imbricate — “klippen” tectonic style (PUTIŠ 1981).

4. In the continuous Late Paleozoic belt along the northwestern margin of crystalline complexes dominant is the tectonic style of the  $AD_2$  deformation stage. I see the cause of its formation in the shift of the Považský Inovec megablock along the inferred NNE—SSW fault between the Považský Inovec Mts. and the Klippen Belt, covered with the Neogene also because of the tectonic style of the  $AD_2$  deformation stage in the Považský Inovec Mts. being comparable to the shift structures in the Malé Karpaty Mts. (PUTIŠ in print), associated with mylonites.

### Explanations of Text-figures

Fig. 1 Geologic-tectonic outline of Late Paleozoic and partly crystalline complexes of Považský Inovec Mts. (according to PUTIŠ 1981, 1983)

1 — Tertiary; 2 — Mesozoic of Choč nappe (according to MAHEL 1963); 3 — Mesozoic of Křížna nappe (according to MAHEL 1963); 4 — envelope Mesozoic incorporated in structure of crystalline complexes (complemented according to MAHEL 1963 and MAHEL et al. 1984, NE of Selec); 5 — envelope Permian; 6-a — Permian basic volcanics, b — Permian acid volcanics; 7 — envelope Upper Carboniferous; 8—12 — crystalline complexes: 8 — mica schists, mica-schist gneisses; 9 — paragneisses; 10 — amphibolites; 11 — migmatitized gneisses and migmatites; 12 — leucocrate granites; 13-a — pre-Alpine metamorphic foliation of crystalline complexes; b — pre-Alpine metamorphic lineation of crystalline complexes; 14a — position of pre-Alpine metamorphic foliation of crystalline complexes in Alpine structural pattern, foliation  $S_1$ — $S_4$  of Late Paleozoic, b — B-axes of Alpine mesofolds in crystalline complexes and in envelope Paleozoic; 15 — overthrust planes of Křížna and Choč nappes; 16 — Alpine overthrust planes; 17 — faults, 18 — geological boundaries.

Fig. 2 Geological section 1-1'

1 — Tertiary; 2 — Choč nappe; 3 — Křížna nappe; 4 — envelope Mesozoic; 5-a — Permian, b —



Permian basic volcanics, c — Permian acid volcanics; 6 — Upper Carboniferous, 7-a — mica schists, mica-schists gneisses, b — amphibolites, c — leucocratic granites; 8-a — overthrust planes, fault planes (tectonic contact), b — geologic boundaries.

## Explanations of photographic Plates VI—XIV

### Plate VI

Fig. 1 — pebble of mica-schists gneiss (with high content of mobilized quartz at metamorphosis) in poorly oriented sandy-clayey matrix of Permian conglomerate (magn. 1.5×), locality: Belica valley. All figures in Table VI—IX photographed by L. Osvald.

Fig. 2 — spatial view of pebble from Fig. 1 (minimized to 1/2)

Fig. 3 — albitite pebble in Upper Carboniferous conglomerate, loc. Novanská dolina valley.

Fig. 4 — dominant type of mica-schist gneiss in N part of crystalline complexes in Považský Inovec Mts. (loc. Horné Brdo) — to compare with Fig. 1

### Plate VII

Fig. 1 — Permian rhyolite, loc. Hôrčanská dolina valley

Fig. 2 — marginal tuff part of rhyolite from Fig. 1

Fig. 3 — amygdaloidal metabasalt, loc. Hôrčanská dolina valley

Fig. 4 — cleaved (dynamometamorphosed) amygdaloidal metabasalt with aggregates (to 1 cm) of crystalline brown and dark-brown siderite (in circle)

### Plate VIII

Fig. 1 — tuff of Permian basalt with calcite veins. Calcite vein (in circle) is at margin (dots) metasomatically replaced by light-grey (ankerite-) siderite. Loc. Hôrčanská dolina valley

Fig. 2 — Fissure systems filled with calcite in fine-grained Permian basalt, loc. SW of Humienec

Fig. 3 — vein calcite layer "enveloping" basalt, loc. SW of Humienec

Fig. 4 — Permian basalt brecciate structure, basalt clasts in calcite gangul, SW of Humienec

### Plate IX

Fig. 1 — lineation of secant lines of  $S_1$  planes (parallel to  $S_0$  planes) with  $S_3$  planes (steeply dipping cleavage); loc. Krajná dolina valley (minimized to 1/2)

Fig. 2 — spatial view of sample from Fig. 1

Fig. 3 — horizontal position of pebble retrograde-metamorphosed mica-schist gneiss in sandy limestone of envelope Liassic, indicating relic stratification  $S_0$  of limestone. Mica-schist gneiss is partly re-oriented according to younger system of fold-shear cleavage  $S_1$ , loc. Prostredná dolina valley

Fig. 4 — metatuff of Permian basalt (light part) with mimetic-oriented porphyroclasts of hydrothermal-metamorphic chlorite<sub>2</sub> in  $S_0$  planes of sedimentary foliation, enclosed in vein calcite disturbed by approximately parallel cleavage with oriented chlorite<sub>2</sub> (magn. 2×), loc. Hôrčanská dolina valley.

### Plate X

Fig. 1 — porphyroclasts of oriented intergrowths of muscovite and chlorite (in Upper Carboniferous sandy graywacke) which are one of basal mineralogic characters of retrograde-metamorphosed mica-schist gneisses in northern part of Považský Inovec Mts., biotite is scarce; approximately parallel orientation of mica clasts is indicative of  $S_0$  stratification planes, loc. Krajná dolina valley // 15×. All figures of Table X—XIV are photographed by M. Putiš.

Fig. 2 — cleavage  $S_1$  parallel with stratification  $S_0$  in Upper Carboniferous sandy shale reflects compression and slumping movements with clast rotation in  $S_1$ . Porphyroclasts consist of quartz, feldspars (plagioclases), oriented intergrowths of muscovite and biotite, muscovite, and chlorite, tourmaline; loc. Kopúňová; // 15×.

Fig. 3 — Upper Carboniferous conglomerate with sandy-clayey matrix with pebble of muscovite mica schists of underlying crystalline complex; loc. Prostredná dolina valley; X, 15×.

Fig. 4 — Upper Carboniferous conglomerate with pebble of garnet-muscovite mica schist (garnets are strongly chloritized ± chloritized biotite), loc. Prostredná dolina valley; X, 15×.

Fig. 5 — Upper Carboniferous conglomerate with pebble of retrograde-metamorphosed mica-schist gneiss and porphyroclasts of quartz, feldspars, muscovite, biotite, chlorite and tourmaline, loc. Prostředná dolina valley; X, 15×.

Fig. 6 — like in Fig. 5;

Fig. 7 — albitite or albite granitoid (pebble from Upper Carboniferous conglomerate) resulting from strong porphyroblastic metasomatic albitization of mica schist — mica-schist gneiss, with relic metamorphic foliation indicated by orientation of micas (muscovite, intensely chloritized biotite), loc. Novanská dolina valley; X, 40×.

Fig. 8 — albitized mica schist, pebble from Upper Carboniferous conglomerate, loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

Fig. 9 — like in Fig. 8

#### Plate XI

Fig. 1 — ophitic, slightly flow texture of Permian basalt; loc. SW of Humienec; X, 40×.

Fig. 2 — amygdaloidal texture of Permian basalt, loc. SW of Humienec; X, 15×.

Fig. 3 — flow amygdaloidal texture of Permian metabasalt; loc. Hôrčanská dolina valley; //, 15×.

Fig. 4 — dynamometamorphic crumbling and recrystallization of margin of quartz filling in amygdales in Permian amygdaloidal metabasalt; loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

Fig. 5 — chlorite<sub>2</sub> porphyroblast in green schist (metatuff of Permian basalt; loc. Hôrčanská dolina valley, //, 40×.

Fig. 6 — vein coarse-crystalline calcite in Permian basalt, loc. SW of Humienec; X, 15×.

Fig. 7 — propylitization — hydrothermal-metamorphic albite veins /+ actinolite, epidote, calcite, quartz, chlorite in Permian basalt, loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

Fig. 8 — hydrothermal-metamorphic vein with plentiful actinolite (+ albite, quartz), actinolite being also abundant in surrounding fine-grained mass of Permian metabasalt; loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

Fig. 9 — hydrothermal-metamorphic vein with porphyroblastic epidote, albite and actinolite (± quartz) in actinolitic Permian metabasalt; loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

#### Plate XII

Fig. 1 — deformation and recrystallization of calcite veinstone in Permian basalt, shear deformation of calcite associated with crumbling and recrystallization of calcite and blasting of chlorite<sub>3</sub> in new surfaces, loc. SW of Humienec; //, 15×.

Fig. 2 — like in Fig. 1.

Fig. 3 — like in Fig. 1.

Fig. 4 — like in Fig. 3, X, 15×.

Fig. 5 — stratified Permian volcanosilicite (S<sub>0</sub> planes), loc. Hôrčanská dolina valley; //, 15×.

Fig. 6 — Alpine synmetamorphic folds V<sub>1</sub> of Permian volcanosilicite associated with origin of metamorphic foliation S<sub>1</sub> indicated by orientation of recrystallized quartz; loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

Fig. 7 — like in Fig. 6, S<sub>1</sub> planes are also visible as shear cleavage.

Fig. 8 — porphyric texture of Permian rhyolite, loc. Hôrčanská dolina valley; X, 40×.

Fig. 9 — microlite texture of Permian rhyolite, loc. Hôrčanská dolina valley; X, 40×.

#### Plate XIII

Fig. 1 — fluidal texture of metatuff (with sericite-muscovite) of Permian rhyolite according to planes of metamorphic foliation S<sub>1</sub>, with porphyroclasts of corroded phenocrysts of quartz and feldspars; loc. SSE of Javori vrch hill; X, 15×.

Fig. 2 — like Fig. 1.

Fig. 3 — Permian sericite schist, metamorphic sericite is oriented in planes of metamorphic foliation S<sub>1</sub>; porphyroclasts: dentate, undulose, mosaic quartz, chlorite of mica schist — mica-schist gneiss, corroded phenocryst of quartz from rhyolite; loc. Hôrčanská dolina valley; X, 15×.

Fig. 4 — Permian coarse-grained (microconglomerate) metasandstone with sandy-clayey matrix with metamorphic, sericite in S<sub>1</sub> planes, loc. Krajná dolina valley; X, 15×.

Fig. 5 — coarse-grained metasandstone, marginal part of quartz porphyroblasts recrystallized, new-formed fine-grained quartz is oriented with the rest of matrix in planes of metamorphic foliation S<sub>1</sub>; X, 40×.



Fig. 6 — detail from Fig. 5 — X, 80×.

Fig. 7 — clast of basic tuff in Permian sandy shale, loc. Hôrčanská dolina valley; //, 15×.

Fig. 8 — Permian conglomerate with clayey-sandy matrix, with pebble of garnet-biotite-muscovite mica-schist gneiss (garnet and biotite are chloritized, feldspars sericitized) from underlying crystalline complex; clastogenic material of matrix corresponds to mineral composition of mica schists and mica-schist gneisses; loc. Belica valley; X, 15×.

Fig. 9 — albitized mica schist, pebble of Permian conglomerate, loc. Prostredná dolina valley; X, 15×.

#### Plate XIV

Fig. 1 — Permian calcite sandy shale with recrystallized carbonate cement, loc. Prostredná dolina valley; //, 15×.

Fig. 2 — porphyroclasts of chlorite in sandy Permian shale (from retrograde-metamorphosed mica-schist gneisses of underlying crystalline complexes), loc. Krajná dolina valley; //, 40×.

Fig. 3 — Permian conglomerate (matrix is only seen at bottom of figure) with pebble of garnetic mica-schist gneiss with relics of cores of some garnets, their margins (locally whole grains) are completely chloritized; loc. Belica valley; //, 15×.

Fig. 4 — zonal fold cleavage (planes  $S_3$ ) in clayey-sandy Permian shale; loc. Hôrčanská dolina valley; //, 40×.

Fig. 5 — relics of folded stratification planes  $S_0$  among planes  $S_2$  of transposition cleavage of axial plane of  $V_1$  folds in Permian shale; loc. Hôrčanská dolina valley; //, 15×.

Fig. 6 — like in Fig. 5, X, 15×.

Fig. 7 — retrograde-metamorphosed garnet mica-schist gneiss, porphyroblasts of chlorite grow diagonally to planes of metamorphic foliation; loc. Prielačina; //, 15×.

Fig. 8 — relics of Alpine folds (flexure- and brittle deformation of micas) of metamorphic foliation of mica-schist gneisses among planes of Alpine phyllonization (shear- and slip cleavage) not far contact with folded Upper Carboniferous and Permian; loc. Maliništia; //, 15×.

Fig. 9 — phyllonitized mica-schist gneiss — intense crumbling of quartz, feldspars, garnets, their recrystallization to oriented sericite-chlorite mass enclosing porphyroclasts of micas and quartz lenses; loc. Maliništia; X, 15×.

#### Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám VI—XIV

##### Tab. VI

Obr. 1 — valún retrográdne metamorfovanej svorovej ruly (s vysokým podielom mobilizovaného kremeňa pri metamorfóze) v slabo usmernenej piesčito-illovitej základnej hmote permského zlepenca (1,5× zväčšeného), lokalita: dolina Belice, foto: L. Osvald

Obr. 2 — priestorový pohľad na valún z obr. 1 (zmenšené na 1/2)

Obr. 3 — valún albititu vo vrchnokarbónskom zlepeni, lokalita: Novanská dolina

Obr. 4 — prevládajúci typ retrográdne metamorfovanej svorovej ruly v s. časti kryštalinika Považského Inovca (lokalita: Horné Brdo) — pre porovnanie s obr. 1

##### Tab. VII

Obr. 1 — ryolit permu, lokalita: Hôrčanská dolina

Obr. 2 — okrajová tufová časť ryolitu z obr. 1

Obr. 3 — mandľovcový metabazalt, lokalita: Hôrčanská dolina

Obr. 4 — zbridlíčnatý (dynamometamorfovaný) mandľovcový metabazalt s agregátmi (veľkosti do 1 cm) kryštalického hnedého až tmavohnedého sideritu (v krúžku)

##### Tab. VIII

Obr. 1 — tuf permského bazaltu so žilkami kalcitu. Žilka kalcitu (v krúžku) je pri okraji (bodky) metasomaticky zatláčaná svetlohnedým (ankerit-) sideritom, lokalita: Hôrčanská dolina

Obr. 2 — systémy puklín vyplnené kalcitom v jemnozrnnom permskom bazalte, lokalita: jz. od Humienca

Obr. 3 — vrstvička žilného kalcitu, „obaľuje“ bazalt, lokalita : jz. od Humienca

Obr. 4 — brekciovitá textúra permského bazaltu, úlomky bazaltu v kalcitovej žilovine, lokalita jz. od Humienca

#### Tab. IX

Obr. 1 — lineácia priesečnic plôch  $S_1$  (paralelné s plochami  $S_0$ ) s plochami  $S_3$  (strmo uklonená kliváž), lokalita : Krajná dolina, (zmenšené na 1/2)

Obr. 2 — priestorový pohľad na vzorku z obr. 1

Obr. 3 — horizontálna pozícia valúna retrográdne metamorfovanej svorovej ruly v piesčitom vápenci liasu obalu naznačuje reliktnú vrstevnatosť  $S_0$  vápenca. Svorová rula je čiastočne reorientovaná podľa mladšieho systému vrásvo-strižnej kliváže  $S_1$ , lokalita : Prostredná dolina

Obr. 4 — metatuf permského bazaltu (svetlá časť) s mimeticky orientovanými porfyroblastmi hydrotermálne-metamorfného chloritu<sub>2</sub> v plochách  $S_0$  sedimentárnej foliácie uzatvorenej v žilnom kalcite porušenom klivážou približne paralelnou s usmernením chloritu<sub>2</sub> (2× zväčšené), lokalita : Hôrčanská dolina

#### Tab. X

Obr. 1 — porfyroklasty orientovaných zrastov muskovitu a chloritu (vo vrchnokarbónskej piesčitej drobe), ktoré sú jednou zo základných mineralogických charakteristík retrográdne metamorfovaných svorových rúl severnej časti Považského Inovca. Ojedinele je prítomný aj biotit ; približne paralelná orientácia klastov slúd naznačuje plochy  $S_0$  vrstevnatosti, lokalita : Krajná dolina, // 15×, foto tab. X—XIV M. Putiš

Obr. 2 — bridličnatosť  $S_1$  paralelná s vrstevnatosťou  $S_0$  v piesčitej bridlici vrchného karbónu je odrazom stlačenia a sklzových pohybov spojených s rotáciou klastov v  $S_1$ . Porfyroklasty tvoria hlavne : kremeň, živce (plagioklasy), orientované zrasty a prerastlice muskovitu a biotitu, muskovitu a chloritu, turmalín, lokalita : Kopúňová, // 15×

Obr. 3 — vrchnokarbónsky zlepenec s piesčito-ílovitou základnou hmotou s valúnom muskovitického svoru podložného kryštalinika, lokalita : Prostredná dolina, X, 15×

Obr. 4 — vrchnokarbónsky zlepenec s valúnom granátovo-muskovitického svoru (granáty sú silne chloritizované, ± chloritizovaný biotit), lokalita : Prostredná dolina, X, 15×

Obr. 5 — vrchnokarbónsky zlepenec s valúnom retrográdne metamorfovanej svorovej ruly a porfyroklastmi kremeňa, živcov, muskovitu, biotitu, chloritu a turmalínu, lokalita : Prostredná dolina, X, 15×

Obr. 6 — ako obr. 5

Obr. 7 — albit, resp. albitický granitoid (valún z vrchnokarbónskeho zlepenca) vzniknutý silnou porfyroblastickou metasomatickou albitizáciou svoru — svorovej ruly s reliktnou zachovanou metamorfnou foliáciou, ktorú naznačuje usmernenie slúd (muskovit, silne chloritizovaný biotit), lokalita : Novanská dolina, X, 40×

Obr. 8 — albitizovaný svor, valún z vrchnokarbónskeho zlepenca, lokalita : Hôrčanská dolina, X, 15×

Obr. 9 — ako obr. 8

#### Tab. XI

Obr. 1 — ofitická, až mierne prúdovitá štruktúra permského bazaltu, lokalita : jz. od Humienca, X, 40×

Obr. 2 — mandľovcová štruktúra permského bazaltu, lokalita : jz. od Humienca, X, 15×

Obr. 3 — prúdovito-mandľovcová štruktúra permského metabazaltu, lokalita : Hôrčanská dolina, //, 15×

Obr. 4 — dynamometamorfné drobenie a rekryštalizácie okraja kremennej výlne mandlí v permskom mandľovcovom metabazalte, lokalita : Hôrčanská dolina, X, 15×

Obr. 5 — porfyroblast chloritu<sub>2</sub> v zelenej bridlici (metatuf bazaltu) permu, lokalita : Hôrčanská dolina, //, 40×

Obr. 6 — žilný hrubokryštalický kalcit v permskom bazalte, lokalita : jz. od Humienca, X, 15×

Obr. 7 — propylitizácia — hydrotermálne-metamorfné žilky albitu (+ aktinolit, epidot, kalcit, kremeň, chlorit) v permskom bazalte, lokalita : Hôrčanská dolina, X, 15×

Obr. 8 hydrotermálne-metamorfná žilka s hojným aktinolitom (+ albit, kremeň), pričom aktinolit je hojný aj v okolitej jemnozrnej hmote permského metabazaltu, lokalita : Hôrčanská dolina, X, 15×

Obr. 9 — hydrotermálne-metamorfná žilka s porfyroblastickým epidotom, albitom a aktinolitom (± kremeň) v aktinolitickom metabazalte permu, lokalita : Hôrčanská dolina, X, 15×



#### Tab. XII

Obr. 1 — deformácia a rekryštalizácia kalcitovej žiloviny v permskom bazalte, strižná deformácia kalcitu spojená s drobením a rekryštalizáciou kalcitu ako aj blastézou chloritu<sub>3</sub> v týchto nových plochách, lokalita: jz. od Humienca, //, 15×

Obr. 2 — ako obr. 1

Obr. 3 — ako obr. 1

Obr. 4 — ako obr. 3, X, 15×

Obr. 5 — vrstvičkovitý vulkanosilicít permu (plochy S<sub>0</sub>), lokalita: Hôrčanská dolina, //, 15×

Obr. 6 — alpinske synmetamorfné vrásy V<sub>1</sub> permského vulkanosilicítu spojené so vznikom metamorfnej foliácie S<sub>1</sub> naznačenej usmernením rekryštalizovaného kremeňa, lokalita: Hôrčanská dolina, X, 15×

Obr. 7 — ako obr. 6, plochy S<sub>1</sub> sú viditeľné aj vo forme strižnej kliváže

Obr. 8 — porfyrická štruktúra permského ryolitu, lokalita: Hôrčanská dolina, X, 40×

Obr. 9 — miarolitická štruktúra permského ryolitu, lokalita: Hôrčanská dolina, X, 40×

#### Tab. XIII

Obr. 1 — fluidálna štruktúra metatufu (so sericitom — muskovitom) permského ryolitu podľa plôch metamorfnej foliácie S<sub>1</sub>, s porfyroklastmi korodovaných výrastlíc kremeňa a živcov, lokalita jvv. od Javorieho vrchu, X, 15×

Obr. 2 — ako obr. 1

Obr. 3 — sericitická bridlica permu, metamorfný sericit je usmernený v plochách metamorfnej foliácie S<sub>1</sub>, porfyroklasty: zubovitý, undulózny, mozaikovitý kremeň, chlorit svoru — svorovej ruly, korodovaná výrastlica kremeňa z ryolitu, lokalita: Hôrčanská dolina, X, 15×

Obr. 4 — hrubozrný (drobnozlepencový) metapieskovec permu s piesčito-ílovitou základnou hmotou s metamorfným sericitom v plochách S<sub>1</sub>, lokalita: Krajná dolina, X, 15×

Obr. 5 — hrubozrný metapieskovec, okrajová časť porfyroklastov kremeňa rekryštalizuje, pričom novotvorený jemnozrný kremeň je orientovaný spoločne s ostatnou základnou hmotou v plochách metamorfnej foliácie S<sub>1</sub>, X, 40×

Obr. 6 — detail z obr. 5 — X, 80×

Obr. 7 — úlomok bázického tufu v piesčitej bridlici permu, lokalita Hôrčanská dolina, //, 15×

Obr. 8 — permský zlepenec s ílovito-piesčitou základnou hmotou, s valúnom granátovo-biotitovo-muskovitickej svorovej ruly (granát a biotit je chloritizovaný, živce sericitizované) z podložného kryštalinika, rovnako aj klastogénny materiál základnej hmoty zodpovedá minerálnemu zloženiu svorov a svorových rúl, lokalita: dolina Belice, X, 15×

Obr. 9 — albitizovaný svor, valún z permského zlepenca, lokalita: Prostredná dolina, X, 15×

#### Tab. XIV

Obr. 1 — kalcitická piesčitá bridlica permu s rekryštalizovaným karbonátovým tmelom, lokalita: Prostredná dolina, //, 15×

Obr. 2 — porfyroklasty chloritu v piesčitej bridlici permu (z retrográdne metamorfovaných svorových rúl podložného kryštalinika), lokalita: Krajná dolina, //, 40×

Obr. 3 — permský zlepenec (základná hmota je zachytená len pri spodnom okraji obrázku) s valúnom granátickej svorovej ruly, v ktorej sú reliktné zachované len jadrá niektorých granátov, ich okraje (miestami i celé zrná) sú úplne chloritizované, lokalita: dolina Belice, //, 15×

Obr. 4 — zonálna vrásková kliváž (plochy S<sub>3</sub>) v ílovito-piesčitej bridlici permu, lokalita: Hôrčanská dolina, //, 40×

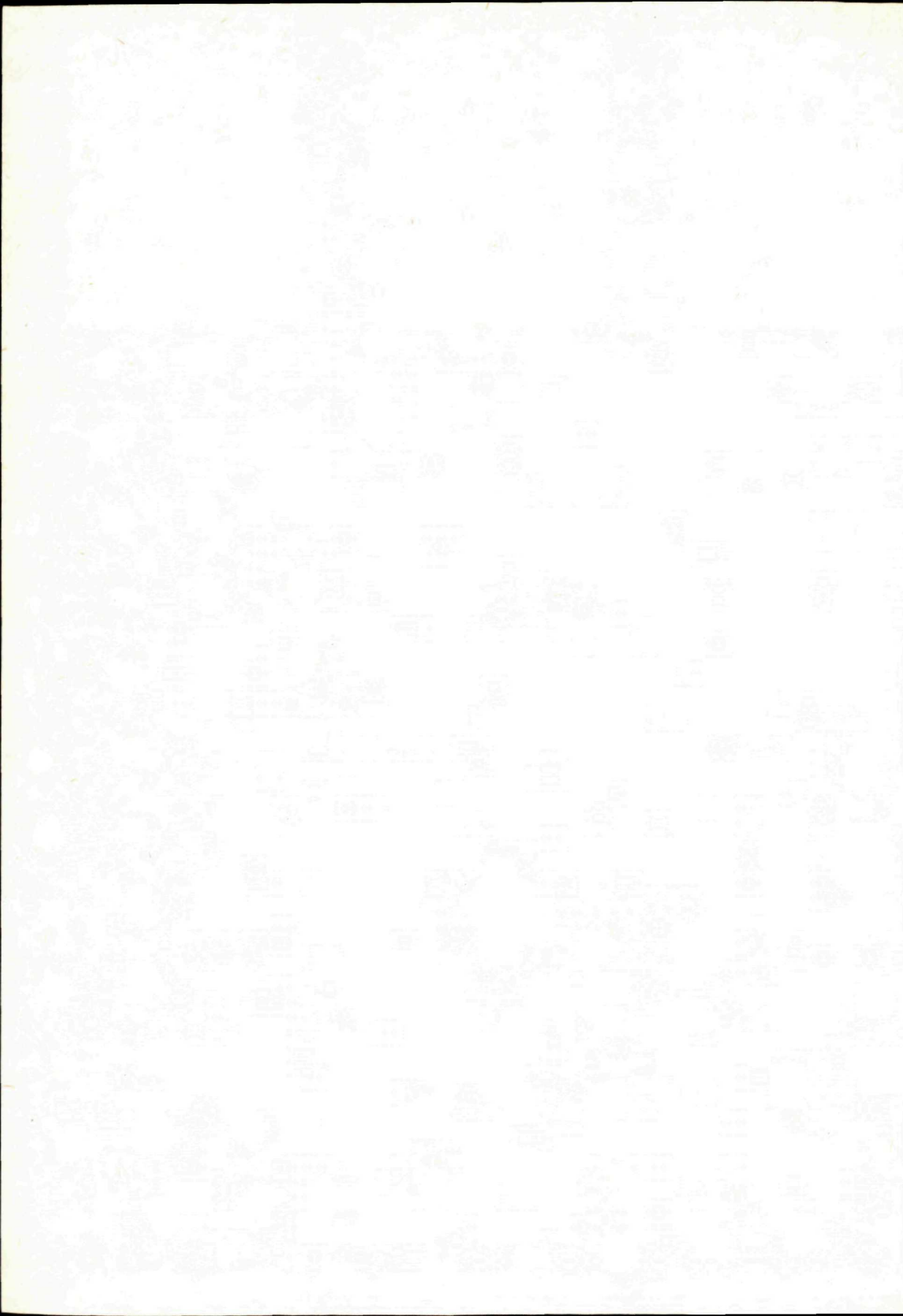
Obr. 5 — relikty zvrásnených plôch vrstevnatosti S<sub>0</sub> medzi plochami S<sub>2</sub> transpozicnej kliváže osovej roviny vrás V<sub>1</sub> v permskej bridlici, lokalita: Hôrčanská dolina, //, 15×

Obr. 6 — ako obr. 5, X, 15×

Obr. 7 — retrográdne metamorfovaná granátická svorová rula, porfyroblasty chloritu narastajú šikmo k plochám metamorfnej foliácie, lokalita: Prielačina, //, 15×

Obr. 8 — relikty alpinských vrás (ohybová až krehká deformácia sfúd) metamorfnej foliácie svorových rúl medzi plochami alpinskej fylonitizácie (strižná a sklzná kliváž), neďaleko od styku so zavrásneným vrchným karbónom a permom, lokalita: Maliništia, //, 15×

Obr. 9 — fylonitizovaná svorová rula — intenzívne drobenie kremeňa, živcov, granátov a ich rekryštalizácia na usmernenú sericiticko-chloritickú masu, ktorá uzaviera porfyroklasty sfúd a šošoviek kremeňa, lokalita: Maliništia, X, 15×





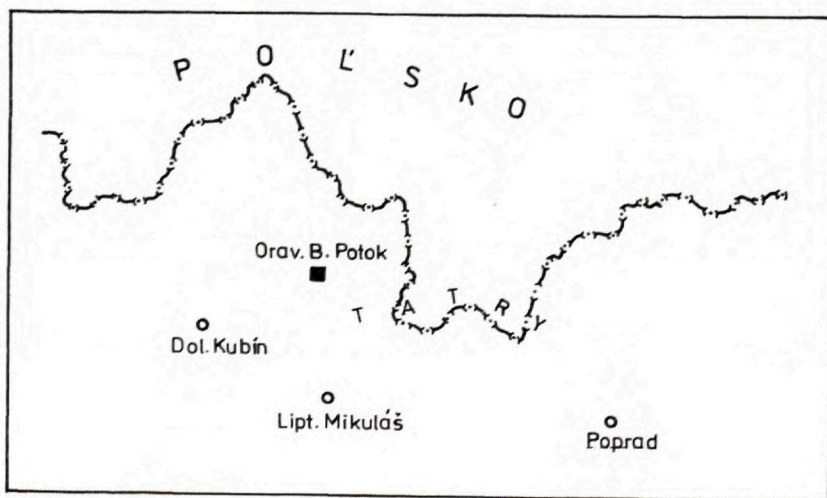
Paulína Snopková — Pavol Gross

## Nové poznatky o veku bielopotockého súvrstvia na Orave

3 obr., 3 fotogr. tabuľky (XV—XVII), angl. resumé

**Abstract.** Presented is a brief lithologic-petrographic characteristics of the Biely Potok Formation; the first palynological data on the stratotype locality in Oravský Biely Potok are evaluated. On the basis of the determined palynoflora the Upper Priabonian — Lower Oligocene age of the studied formation was proved. The results of our study are in accordance with micropaleontological data. On the ground of the species with a narrower stratigraphic range they precise the age determination. Paleocologic conditions in the Upper Priabonian — Lower Oligocene times are also discussed.

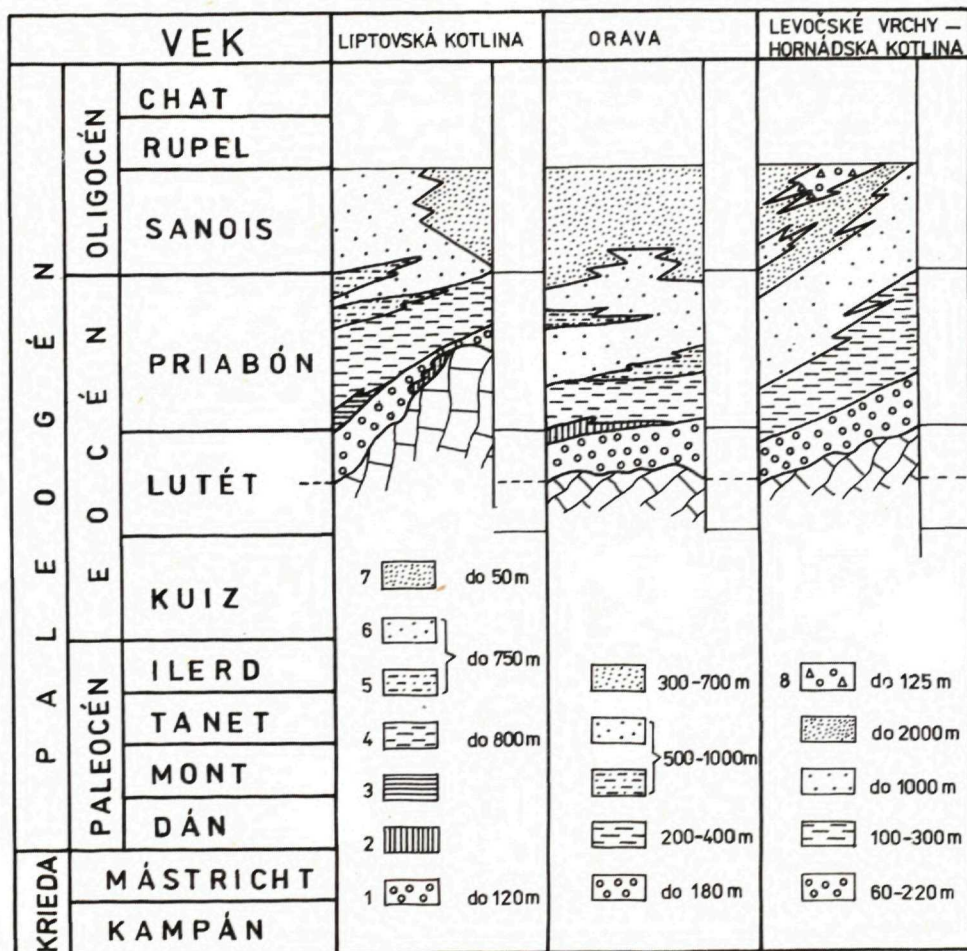
V podtatranskej skupine (sedimenty vnútrokarpatského paleogénu) boli rozlíšené nasledovné súvrstvia: borovské (bazálna litofácia), hutianske (ílovcová litofácia), zuberecké (flyšová litofácia) a bielopotocké (pieskovcová litofácia). Súvrstvia, podobne ako stratotypové lokality, sú podrobne opísané v práci P. GROSS—E. KÖHLER—O. SAMUEL z roku 1984. Najpodrobnejšie stratigrafické vyhodnotenia sú k dispozícii z borovského súvrstvia, pretože toto prechováva veľké množstvo veľmi



RNDr. Paulína Snopková, CSc., RNDr. Pavol Gross, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

dobre zachovaných skamenelín. Vyššie paleogénne súvrstvia nie sú už také bohaté na organické zvyšky, avšak vyhodnotením predovšetkým malých foraminifer ich možno dobre stratigraficky začleniť. Najvyšší člen podtatranskej skupiny — bielopotocké súvrstvie — je na organické zvyšky mimoriadne chudobné, a preto jeho vekové zaradenie sa robilo hlavne na základe superpozície.

V Skorušine na Orave vymapoval D. ANDRUSOV (1931) súvrstvie s absolútnou prevahou pieskovcov, ktoré v roku 1938 nazval bielopotockým súvrstvom. Toto súvrstvie je charakteristické vývojom hrubých pieskovcových lavíc (až do 7,5 m) s ojedinelými polohami polymiktných zlepcov a so sporadickým výskytom



Obr. 1 Litologicko-stratigrafická tabuľka

1 — borovské súvrstvie; 2 — rífové vápence; 3 — ťlovce menilitového typu; 4 — hutianské súvrstvie; 5 — zuberecké súvrstvie — flyš s prevahou ílovcov; 6 — zuberecké súvrstvie — typický flyš; 7 — bielopotocké súvrstvie; 8 — mikrokonglomerátový flyš



milimetrových až málo centimetrových vrstvičiek nevápnitých ílovcov. V Sarišskej vrchovine a v Levočských vrchoch sú v bielopotočkom súvrství i hrubšie, severným smerom sa vytrácajúce polohy konglomerátového a mikrokonglomerátového flyšu, ktorého zdrojová oblasť bola identifikovaná v oblasti Čiernej Hory (R. MARSCHALKO 1966).

Skalné odkryvy sú pomerne vzácne, pretože pieskovce pomerne rýchlo zvetrávajú a menia sa na hrubé piesčité až piesčito-hlinité svahoviny. Masívne bielopotocké pieskovce, vytvárajúce často vysoké horské skupiny s mäkkým reliéfom, sa nachádzajú v Skorušinských vrchoch, v Levočských vrchoch, v Liptovskej kotline, v Rajeckej kotline (pieskovce od Konskej), v Sarišskej vrchovine atď. Hrúbka súvrstvia je značne premenlivá, v závislosti od mohutnosti denudačných procesov na tom-ktorom mieste ich výskytu. V Liptovskej kotline dosahuje iba niekoľko desiatok metrov, v Skorušinských vrchoch do 500—700 m, v Levočských vrchoch okolo 2000 m.

Na porovnanie pozície bielopotockých pieskovcov a ich hrúbky v rôznych regiónoch uvádzame obr. 1.

Bielopotocké súvrstvie je finálnym produktom paleogénneho sedimentačného cyklu v Západných Karpatoch, je usadené južne od bradlového pásma a má preukázateľne neflyšový charakter. Pomer pieskovcov (vrátane siltovcov) k ílovcom je zhruba 30:1 a viac. V opisovanom súvrství, ktoré sa usadzovalo takmer za stáleho prínosu hrubozrnnej pieskovej hmoty, neboli dobré podmienky pre rozvoj organizmov a pre ich zachovanie. Preto väčšina nájdeného spoločenstva je silne korodovaná a druhovo chudobná.

V najspodnejšej časti bielopotockého súvrstvia vidno v každom regióne postupné prechody do podložia, t. j. do najvyššej časti súvrstvia zubereckého, a preto vedenie hranice medzi nimi je vecou konvencie. F. CHMELÍK preto v Levočských vrchoch vymedzil v rokoch 1955—1957 (in F. CHMELÍK 1958) „přechodní pískovcové souvrství“, ktoré predstavuje práve tento prechodný sled.

V bielopotočkom súvrství sa miestami nachádzajú až niekoľko metrové polohy zlepcov s veľmi pestrým valúnovým materiálom (parazlepence, porovnaj M. MIŠŤK—O. FEJDIOVÁ—E. KÖHLER 1968 a O. FEJDIOVÁ 1972), v hrubých pieskovcových laviciach tiež intraklasty — niekoľko dm veľké závalky ílovcov, pelokarbonátov alebo obrnené závalky (armoured mud balls).

Na základe mikroskopického skúmania hornín z Levočských vrchov, Liptovskej kotliny a Skorušiny klasifikujeme pieskovce ako litické pieskovce (drobový pieskovec) a litické droby v zmysle klasifikácie F. J. PETTJOHNA 1957. Dosť bežné sú tiež drobnozrnne polymiktné parazlepence, s prevahou strednozrnnej piesčitej hmoty.

V tabuľke uvádzame planimetrické analýzy (určoval T. ĎURKOVIC in P. GROSS a kol. 1983) typických drobových pieskovcov z okolia Oravského Bieleho Potoka:

Bielopotocké súvrstvie, najmä v najnižších častiach sa laterálne zastupuje s flyšovými postupnosťami zuberského súvrstvia. Vyššie časti súvrstvia už nemajú znaky typické pre flyšovú sedimentáciu, a tak ich môžeme zaraďovať snáď až k plytkovodnejším sedimentom. Samozrejme, dnes už sa nikde na povrchu nemôžeme stretnúť s najvyššími polohami bielopotockých pieskovcov, pretože v dôsledku ich obnaženia počas neogénu a kvartéru boli zdenudované. Je možné, že v niektorých kotlinách

Západných Karpát, kde sú pod neogénnymi sedimentmi zachované sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, podarí sa vhodne situovaným vrtom nájsť najmladšie, plytkovodné, regresívne, doteraz chýbajúce súvrstvie.

	vz. č. 179-H	vz. č. 68-N
kremeň	56,1	67,3
živce	4,8	6,9
kremence a úlomky pieskocov	2,9	1,7
úlomky ílovcov a fylitov	3,2	
úlomky vápencov a dolomitov	5,1	8,6
rohovce	0,6	
muskovit	3,5	
báziká		1,0
základná hmota	9,9	8,6
tmel (karb.)	13,8	5,9

(číselné hodnoty sú vyjadrené v percentách)

### Palinologické vyhodnotenie

Z malých vložiek šedých piesčitých ílovcov, ktoré sa vyskytujú v hrubých polohách pieskocov na lokalite Oravský Biely Potok, bolo palinologicky vyhodnotených viac vzoriek, no len v troch vzorkách, označených dokumentačnými bodmi OBP-1 a OBP-2, sa našli spóry a peľové zrná. V šedých piesčitých ílovcov bola sporadicky nájdená mikrofauna s druhmi *Globigerina officinalis* SUBB., *Cibicides rzehaki* (GRYBOWSKI), *C. lopjanicus* MJATLUK, *C. carpaticus* MJATLUK, ktoré radia bieloptocké súvrstvie do vrchného a spodného oligocénu (O. SAMUEL 1983, D. ANDRUSOV—O. SAMUEL et al. 1983). Zistená mikroflóra potvrdzuje a zároveň aj spresňuje vek bielopotockého súvrstvia.

Pomerne bohatšiu mikroflóru obsahovala vzorka z bodu OBP-2 (príl. 3). Vo vzorke z bodu OBP-1 sa vyskytli druhy, ktoré majú široké stratigrafické rozpätie. Celkove je mikroflóra zle zachovaná (tab. XV—XVII). Je pomerne dosť korodovaná. Na peľových zrnách môžeme pozorovať zotretý povrch exiny, čo poukazuje na to, že sa peľové zrná usadzovali v nepokojnom prostredí.

V spoločenstve mikroflóry sú zastúpené hojnejšie peľové zrná krytosemenných rastlín, hlavne druhy z čeľade *Fagaceae* (*Cupuliferoideaepollenites liblarensis* (THOMS.) TH. et PF., *Cupuliferoipollenites oviformis* (R. POT.) R. POT., ďalej querkoidné typy (*Tricoporopollenites microhenrici* (R. POT.) W. KR. a rod *Quercus* reprezentovaný druhom *Quereoidites cf. henrici* (R. POT.) R. POT. Z čeľade *Juglandaceae* sa najviac vyskytujú rody *Carya*, *Pterocarya* a *Engelhardtia*, z čeľade *Betulaceae* sa ojedinele našli peľové zrná rodov *Betula* a *Alnus*, z čeľade *Ulmaceae* rod *Ulmus*. Pozorovať ubúdanie peľových zrn eocénno-paleotropických rastlín. Len sporadicky sa vyskytujú peľové zrná čeľade *Arecaceae* (*Monopolpopollenites tranquillus* (R. POT.) TH. et PF., *Arecipites granulatus* KDS.) a rod *Minorpollis*.



Objavujú sa druhy, ktoré sme doteraz nenašli ani v hutianskych vrstvách (ílovcová litofácia), ani v zubereckých vrstvách (flyšová litofácia) v skúmanej oblasti. Sú to druhy, ktoré W. KRUTZSCH (1970) uvádza z priabónu až sanoisu (*Plantaginaceae-rumpollis merkaensis* W. KR.) a z oligocénu (*Hydrosporid azollaensis* W. KR.). Zo stratigraficky významných druhov sa vyskytujú *Pseudospinaepollis* cf. *pseudospinosus* W. KR. s rozšírením od lutétu až po sanois; *Orapollis* cf. *potsdamensis* W. KR. *Plantaginaceae-rumpollis merkaensis* W. KR. s rozšírením od priabónu až po sanois. Prevládajú však druhy s rozšírením od priabónu až do oligocénu alebo až miocénu (*Spinulaepollis* cf. *arceuthobioides* CHATEAUNEUF, *Polyatriopollenites stellatus* (R. POT.) R. POT., *Caryapollenites simplex* (R. POT.) R. POT., *Ulmipollenites undulosus* WOLF, *Alnipollenites verus* R. POT., *Trivestibulopollenites betuloides* (PF.). V oligocéne sa vyskytujú tri druhy, a to *Subpolycolporites minor* RAKOSI, cf. *Böhlensipollis hohli* W. KR. a *Slowakipollis hipophaeoides* W. KR.

Nahosemenné rastliny sú zastúpené peľovými zrnami vlhkomilnej čeľade *Taxodiaceae* (*Inaperturopollenites dubius*) R. POT. et VEN. (TH. et PF.) a rodu *Taxodium* (*I. hiatus* (R. POT.) TH. et PF.). K nim ojedinele pristupujú inaperturátne peľové zrná druhov, ktoré charakterizujú už mladšie sedimenty, a to oligocén (*Inaperturopollenites radiatus* W. KR.) a oligocén — miocén (*I. verrupapillatus* W. KR.). Z čeľade *Abietaceae* sa hojnejšie vyskytujú peľové zrná rodu *Pinus* (*Pityosporites labdacus*) R. POT. TH. et PF., *P. minutus* ZAKL. (W. KR.). Spóry papradorastov sa vyskytujú len ojedinele. Z nich sú dva druhy rozšírené v oligocéne až miocéne: *Baculatisporites nanus* (WOLF) W. KR., subsp. *nanus* W. KR. a *Leiotriletes microlepidoidites* W. KR.

Doterajšie výsledky získané z troch vzoriek bielopotockého súvrstvia poukazujú na to, že spoločenstvo mikroflóry má podobné zloženie ako v ílovcach zuberského súvrstvia skúmanej oblasti. Ako sme už vyššie uviedli, prevládajú druhy objavujúce sa v priabóne a pokračujúce až do miocénu. Nakoľko sa ojedinele vyskytli druhy, ktoré sa objavujú v priabóne a končia v sanoise i druhy vyskytujúce sa v oligocéne, usudzujeme, že sedimentácia bielopotockého súvrstvia prebiehala v najvrchnejšom priabóne (Iud) až v sanoise.

### Stratigrafické vyhodnotenie a korelácia

Už pri podrobnej palinologickej charakteristike spoločenstva mikroflóry zo vzoriek bielopotockého súvrstvia sme poukázali na to, že táto bola pomerne zle zachovaná, takže sme ju vyhodnotili len kvalitatívne, a nie percentuálne. Zistili sme, že sedimentácia bielopotockého súvrstvia prebiehala v období, keď sa mierne tropická klíma ochladila, čo sa prejavilo ubúdaním peľových zŕn eocénno-paleotropických rastlín a pozvoľným nástupom peľových zŕn prearktoterciérnej flóry. Túto zmenu v zložení mikroflórového spoločenstva sme pozorovali v tomto období aj vo flyšovej litofácii vnútrokarpatských kotlín (Liptovská, Bojnická, Popradská, oblasť Šarišskej hornatiny a pod.), ako aj vonkajšieho flyšového pásma (papínske, krosnianske vrstvy, vrchné zlínske a maľcovské vrstvy). Je to obdobie od priabónu (Ps5), hlavne

vrchného priabónu až spodného oligocénu (Ps6; P. SNOPKOVÁ 1980). Spadá do palinologickej zóny P<sub>g</sub>-19, ktorú W. KRUTZSCH (1967, 1970) vyčlenil pre vrchný priabón až spodný oligocén Strednej Európy. Pravdepodobne zmenu v zložení rastlinných spoločenstiev v tomto období spôsobili aj paleogeografické zmeny (zmena konfigurácie súše, z toho vyplýva zmena transportu materiálu do sedimentačného priestoru). S týmto asi súvisí i väčšia korózia mikroflóry zapríčinená nepokojom vo vodnom prostredí.

Mikroflóra získaná z troch vzoriek bielopotockého súvrstvia zodpovedá svojim zložením mikroflóre získanej zo zuberského súvrstvia (P. SNOPKOVÁ 1983), je však chudobnejšia na druhy. Typické priabónske druhy chýbajú. Nasledovné druhy určujú ich vekové zaradenie: *Orapollis* cf. *potsdamensis* W. KR., *Plantaginacerumpollis merkaensis* W. KR. (rozšírenie priabón-sanois), *Hydrosporiscf. azollaënsis* W. KR., cf. *Böhlensipollis hohli* W. KR., *Subpolycolporites minor* RAKOSI, *Slowakipollis hipophaeoides* W. KR. (rozšírenie oligocén).

Na základe toho, že stratigraficky významné druhy vo vzorkách bielopotockého súvrstvia začínajú priabónom a pozorujeme oligocénne formy, predpokladáme, podobne ako pre zuberské súvrstvie, vek vrchný priabón až spodný oligocén.

### Stručné paleoekologické zhodnotenie

Ako sme v palinologických prácach už viackrát uviedli, paleogénne sedimenty môžeme paleoekologicky vyhodnotiť len na základe takých spór a peľových zrn, u ktorých poznáme botanickú príslušnosť aspoň k čeľadi alebo rodu. Preto sa môžeme len v hrubých rysoch vyjadriť o rastlinnom kryte, ktorý existoval na suchej zemi počas sedimentácie bielopotockého súvrstvia. Z peľového diagramu vyplýva, že prevládajú peľové zrná krytosemenných rastlín. Veľmi málo bolo spór papradorastov a peľových zrn rastlín nahosemenných. Z krytosemenných rastlín sú hojnejšie zastúpené peľové zrná čeľade *Fagaceae* (rody *Quercus*, *Castanea*), *Juglandaceae* (rody *Platycarya*, *Carya*, *Engelhardtia*), z vlhkomilných rodov čeľade *Betulaceae*, *Alnus* a *Carpinus*. Zaujímavý je ojedinelý výskyt peľových zrn bylinných rastlín z čeľade *Loranthaceae*, *Oenotheraceae* a *Alismataceae*. Zastupitele uvedených rodov a čeľadí mohli rásť na vlhkých rovinatých miestach (hlavne rody *Castanea*, *Carpinus*, *Carya*, *Loranthaceae*) a na suchších miernejších svahoch (*Engelhardtia*, *Platycarya*) s podrastom krovín a bylín (čeľade *Alismataceae*, *Oenotheraceae*).

Nahosemenné rastliny reprezentujú peľové zrná čeľade *Taxodiaceae*, rodu *Taxodium* a ojedinele rodu *Pinus*, *Podocarpus*, *Sciadopitys* a *Tsuga*. Uvedené rody a čeľade mohli porastať vlhké až močiarne príbrežné polohy vynorenej zdrojovej oblasti.

Z krátkeho rozboru rastlinných porastov, ktoré existovali na suchej zemi počas sedimentácie bielopotockého súvrstvia, vyplýva, že paleoekologické podmienky boli približne rovnaké ako počas sedimentácie hutianskeho a zuberského súvrstvia. Prevládali rastlinné spoločenstvá vlhkomilných listnatých lesov, ktoré boli rozšírené na rovinatom, prípadne mierne zvlnenom teréne. Na svahoch kopcov mohli rásť



ihličnaté rastliny rodu *Pinus*, *Podocarpus* a *Tsuga*. Paleoekologické pomery boli podobné ako boli zaznamenané pre to isté časové obdobie (vrchný eocén—spodný oligocén) v sedimentoch Liptovskej a Bojníckej kotliny (P. SNOPKOVÁ 1977). Odlišnejšie paleoekologické pomery, v tom istom období, boli zaznamenané v sedimentoch Popradskej kotliny a Šarišskej hornatiny. Tieto sa prejavili tým, že počas sedimentácie flyšovej litofácie bol na jednej strane značne rozšírený ihličnatý les, na druhej strane v rastlinných spoločenstvách prevládali močiarne čeľade *Taxodiaceae* a *Myricaceae*. Značné zastúpenie peľových zŕn ihličnatých rastlín poukazuje na to, že vtedy existujúca znosová oblasť nachádzajúca sa približne v miestach Slovenského rudohoria (P. GROSS 1978) mala pravdepodobne ostrý a vysoký reliéf; močiarne rastliny naproti tomu poukazujú na prítomnosť riečnej delty, čo zase svedčí o veľkom prínose materiálu zo zdrojovej oblasti. Z toho vyplýva, že oblasť produkujúca sporomorfy do sedimentov paleogénu Oravskej kotliny, podobne ako Liptovskej kotliny (nízkotatranský ostrov), nemala vysoký reliéf, ako to bolo zistené u vyššie uvedenej znosovej oblasti v tom istom časovom období. Nakoľko prevládajú rastlinné spoločenstvá miešaných lesov, miestami s porastami močaristých rastlín (hlavne počas sedimentácie zubereckých a bielopotockých vrstiev), musel byť reliéf znosovej oblasti zložený z miernych pahorkov.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1931: Stratigrafie podhalského flyše v jeho juhozápadným zakončení. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7, Praha, 113—114.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. 3. Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst. ČSR, 9, Praha, 1—135.
- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O. a kol. 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. A/K. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 5—440.
- FEJDIOVÁ, O. 1972: Geologická stavba podhalského paleogénu na Orave. Geol. práce. Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.
- GROSS, P. 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Materiály zo seminára „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—147.
- GROSS, P. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1:25 000, list Chlebnica. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra.
- GROSS, P. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26 414 (Trstená-4). Geofond, Bratislava.
- GROSS, P.—KÖHLER, E. a kol. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 239.
- GROSS, P.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Ústav. D. Štúra, Bratislava, 103—117.
- CHATEAUNEUF, J. J. 1980: Palynostratigraphie et paleoclimatologie de l'éocène supérieur et de l'oligocène du bassin de Paris. Memoire du. B.R.G.M., 116, 64 Paris, 1—360.
- CHMELÍK, F. 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí za rok 1955 až 1957. Geofond, Praha.
- KRUTZSCH, W. 1967: Der Florenwechsel im Alttertiären Mittel — europas auf Grund von sporenpaleontologischen Untersuchungen. Abh. Zent. geol. Inst., 10, Berlin, 17—37.
- KRUTZSCH, W. 1970: Die stratigraphisch verterrbaren Sporen und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs. Jb. Geol. 3 (für 1967), Berlin, 309—379.

- KRUTZSCH, W.—LENK, G. 1973: Sporenpaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Weissester-Bekens. I. Abh. Zent. geol. Inst., 18, Berlin 59—76.
- MARSCHALCO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových a okrajových litofácií (Šarišská hornatina). Západné Karpaty, 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—102.
- MIŠÍK, M.—FEJDIOVÁ, O.—KÖHLER, E. 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. Geol. Práce, Správy 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—171.
- OLLIVIER-PIERRE, M. F. 1980: Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paleogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paleogeographie. Mem. Soc. geol. mineral. Bretagne, 25, Rennes, 1—239.
- PETERČÁKOVÁ, M. 1981: Geológia a biostratigrafia vnútrokarpatského paleogénu juhozápadnej časti Oravy (medzi Komjatnou a Žaškovom), Diplom. práca. Geofond, Bratislava, 2—84.
- PETERČÁKOVÁ, M.—SNOPKOVÁ, P. 1983: Upper Eocene and Lower Oligocene sporomorphs of the Oravská vrchovina highlands. Geol. zbor. Geologica carpath., 34, 2, Bratislava, 213—242.
- PETTJOHN, F. 1957: Sedimentary Rocks. Harper-Brothers, New York, 1—718.
- SAMUEL, O. 1983: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek vnútrokarpatského paleogénu na liste 26 414. Geofond, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1977: Mikrostratigrafia východoslovenského flyša, vnútrokarpatského a budínskeho paleogénu Slovenska na základe spór a pelových zrn. Kand. práca. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 2—210.
- SNOPKOVÁ, P. 1980: Paleogene Sporomorphs from West Carpathians. Záp. Karpaty, sér. paleontológia 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—74.
- SNOPKOVÁ, P.—PETERČÁKOVÁ, M. 1982: Periporopollenites komjatensis a new Upper Eocene species from Oravská vrchovina Mts. Západné Karpaty, sér. paleontológia 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—130.
- SNOPKOVÁ, P. 1983: Palinologický výskum vzoriek z hutianskych a zuberských vrstiev Oravskej hornatiny (list Hutý). Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Paulína Snopková — Pavol Gross

### New data on age of Biely Potok Formation

#### Summary

Sediments of the sub- Tatra Group (Inner-Carpathian Paleogene) deposited mostly in the Middle or Upper Lutetian to the Lower Oligocene.

The Biely Potok Formation is the final product of the Paleogene sedimentation cycle in the West Carpathians. It deposited S of the Klippe Belt. The sandstone/claystone ratio is about 30:1 and more which is indicative of a non-flysch character. The formation is characterized by thick sandstone beds (1—7.5 m) with scarce layers of polymict conglomerates and sporadic thinner (mm — several cm) beds of non-calcareous claystones. The Biely Potok massive sandstones form frequently high mountain groups with a soft relief (e. g. in the Levočské vrchy and the Skorušinské vrchy Mts.).

Thickness of the formation is variable, according to the extent of post- Paleogene denudation. In the Skorušinské vrchy Mts. the thickness ranges to 500—700 m, in the Levočské vrchy Mts. to 2000 m.

Sandstones of the Biely Potok Formation are ranged among lithic sandstones (subgraywacke), less frequently among lithic graywackes according to F. J. PETTJOHN'S (1957) classification.

In conglomerate layers are besides various pebbles also intraclasts of claystones and of pelocarbonates, armoured mud balls, and pebbles of Paleocene reef limestones.



Palynological study of samples from the Biely Potok formation of the stratotype locality Oravský Biely Potok revealed a microfloral assemblage whose composition corresponds to microflora from the Zuberec Formation (P. SNOPKOVÁ 1983). Stratigraphically significant species start appearing in the Priabonian. Oligocene forms occur as well, so the deposition of the Biely Potok Formation proceeded in the Uppermost Priabonian (Ludian) — Lower Oligocene (Sanois). The following species are indicative of age: *Orapollis* cf. *potsdamensis* W. KR., *Plantaginacerumpollis merkaensis* W. KR., *Böhlensipollis* cf. *hohli* W. KR. Palynological data are in accordance with micropaleontologic results and the species with a narrower stratigraphic range, precise the age determination (Ludian — Sanois) of the Biely Potok Formation.

Deposition of the Biely Potok Formation proceeded in the period of slight cooling of tropical climate. It resulted in gradual increase of pollen grains of pre-arctotertiary flora and decrease of pollen grains of Eocene paleotropical flora. The change in the composition of microfloral assemblage occurred in the same time in the flysch lithofacies of Inner-Carpathian depressions and of the Outer Flysch Belt (P. SNOPKOVÁ 1980).

The analysis of vegetation growing on dryland during the deposition of the Biely Potok Formation showed that paleoecologic conditions were approximately the same as during the deposition of the Huta and the Zuberec Formations (P. SNOPKOVÁ 1983). Dominant were plant assemblages of mixed forests, with occasional swamp plants. SO the relief of the source area was moderate upland-like.

Translation E. Jassingerová

Vysvetlivky k tabuľkám XV—XVII  
(Všetky mikrofotografie sú zväčšené 1000×)

#### Tabuľka XV

- Obr. 1 *Baculatisporites nanus* (WOLF) W. KR., OBP-1, 605/81
- Obr. 2 *Toroisporis* sp., OBP-2, 606/81
- Obr. 3—4 *Inaperturopollenites verrupapillatus* W. KR., OBP-1, 605/81, OBP-2, 606/81
- Obr. 5 *Inaperturopollenites hiatus* (R. POT.) TH. et PF. OBP-1, 232/82
- Obr. 6 *Inaperturopollenites verrupapillatus* W. KR., OBP-2, 606/81
- Obr. 7 *Sciadopityspollenites serratus* (R. POT. et VEN.) TH., OBP-2, 606/81
- Obr. 8 *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. et PF., OBP-2, 606/81
- Obr. 9 *Sequoiapollenites gracilis* W. KR., OBP-1, 605/81
- Obr. 10 *Inaperturopollenites radiatus* W. KR., OBP-2, 606/81
- Obr. 11 *Leiotriletes minor* RAKOSI, OBP-2, 606/81
- Obr. 12 *Phycopeltis eocaenica*, EDWARDS, OBP-2, 606/81

#### Tabuľka XVI

- Obr. 1 *Pityosporites minutus* (ZAKL.) W. KR., OBP-2 606/81
- Obr. 2 *Pityosporites* cf. *aralicus* (BOLCH.) W. KR., OBP-2, 606/81
- Obr. 3 *Caryapollenites simplex* (R. POT.) R. POT., OBP-1, 605/81
- Obr. 4 *Polyatriopollenites stellatus* (R. POT.) R. POT., OBP-1, 232/82
- Obr. 5 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. POT.) R. POT., OBP-1, 605/81
- Obr. 6 *Platycaryapollenites* sp., OBP-2, 606/81
- Obr. 7—8 *Ulmipollenites undulosus* WOLF, OBP-1, 232/82 (korózia)
- Obr. 9 *Alnipollenites verus* (R. POT.) R. POT., OBP-2, 606/81
- Obr. 10—11 *Periporopollenites stigmosus* (R. POT.) R. POT., OBP-2, 606/81 (korózia)
- Obr. 12 *Spinulaepollis arceuthobioides* W. KR., OBP-2, 606/81
- Obr. 13 *Trivestibulopollenites* cf. *betuloides* PF., OBP-2, 606/81
- Obr. 14 *Compositoipollenites minimus* W. KR. et VANH., OBP-2, 606/81
- Obr. 15 *Chenopodipollis* cf. *multiplex* (WEYL. et PF.) W. KR., OBP-1, 232/82
- Obr. 16—17 *Minorpollis* sp., OBP-2, 606/81, OBP-1, 605/81

Tabulka XVII

- Obr. 1 *Syncolporites* cf. *tenuis* CHATEAUNEUF, OBP-2, 606/81  
Obr. 2 cf. *Böhlensipollis hohli* W. KR., OBP-1, 605/81  
Obr. 3 *Slowakipollis hipophaeoidites* W. KR., OBP-2, 606/81  
Obr. 4 *Monocolpopollenites tranquillus* (R. POT.) TH., et PF., OBP-2, 606/81  
Obr. 5 *Arecipites* cf. *granulatus* (KDS.) KDS., OBP-2, 606/81  
Obr. 6 *Rhoipites pseudocingulum* (R. POT.) R. POT., OBP-2, 606/81  
Obr. 7 *Ilexpollenites margaritatus* (R. POT.) THG., OBP-1, 605/81  
Obr. 8—9 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. POT.) W. KR., OBP-2, 606/81  
Obr. 10—11 *Cupuliferoipollenites oviformis* (R. POT.) R. POT., OBP-1, 232/82, OBP-2, 606/81  
Obr. 12 *Cupuliferoideaepollenites liblarensis* (THOMS.) TH. et PF., OBP-2, 606/81  
Obr. 13—14 *Cupuliferoipollenites pussilus* (R. POT.) R. POT., OBP-1, 232/82  
Obr. 15 cf. *Cupuliferoipollenites oviformis* (R. POT.) R. POT., OBP-2, 606/81  
Obr. 16 *Subpolycoporites minor* RAKOSI, OBP-2, 606/81  
Obr. 17 cf. *Hydrosporis azolläensis* W. KR., OBP-2, 606/81  
Obr. 18 cf. *Plantaginaceaeerumpollis merkensis* W. KR., OBP-1, 605/81  
Obr. 19 *Phthanoperidinium* sp., OBP-2, 606/81  
Obr. 20 mikroplanktón (cf. *Deflandrea*), OBP-1, 232/82



Constantin Ghenea

## **Romanian in the Dacic Basin (Romania) Litho- and Biostratigraphic Considerations**

7 obr., 1 tab., 3 příl., ruské resumé

**Abstrakt.** Autor v práci uvádza všeobecné poznatky o vrchnom pliocéne v dáckej panve v Rumunsku s osobitným zreteľom na rumunský stupeň. Pre definovanie a interregionálnu koreláciu tohto stupňa uvádza nové biostratigrafické údaje (mikrofauna, vertebrata, mikrovertebrata, peľové zrna atď.).

### **General Remarks on the Upper Pliocene in the Dacic Basin**

In the Romanian relevant literature the denomination of Dacic Basin refers to a vast area of sedimentation delimited by the South Carpathians, the Balkans, and the Danube. It overlaps almost entirely the structural unit represented by the Moesian Platform; to the north it, however, includes the Carpathian Foreland and to the southwest the Lom Depression.

During the Pliocene the evolution of the Dacic Basin is marked by the general geological phenomena which characterize the whole Paratethys domain. From the end of the Middle Pliocene, as a result of the isolation from the Pannonian and Euxinic basins, there occurs a freshening of the waters which becomes more pronounced in the Upper Pliocene. Consequently in the Dacic Basin there have been deposited beds with fresh-water fauna characterized, in some sectors, by an extraordinary riches. The lacustrine facies is also characterized, at certain levels, by continental episodes with deposition of coarser sediments and fossil faunas of mammals.

In the terminal Pliocene these deposits were initially considered, by analogy with the fresh-water deposits in Anatolia, as representing the Levantine stage. The term was used for the first time by HOCHSTETTER (1870) for the Upper Miocene fresh-water formation in Turkey. However, at the end of the 19th century there was a general tendency to assign to the "Levantine" the beds with *Paludina* (PAUL and NEUMAYR 1875) in Slovenia as well as the deposits with fresh-water fauna overlying the Pannonian (s.str) sediments in the Pannonian Basin. For the Dacic Basin, Sabba ȘTEFĂNESCU (1897) was the first who considered the Levantine as a stage; he also designated the stratotype at Bucovăt (Craiova — Oltenia). In this sector, S.

Steanescu separated three horizons, defined both lithologically and particularly by the fresh-water mollusca (sculptured unionids). Thus, the marly-clayey horizon was characterized by *Unio (Rugunio) lenticularis*, the sandy middle horizon by *Unio (Pristinunio) pristinus* and the clayey upper horizon by *Unio (Ebersininaia) stefănescui*.

Although there are authors who point out that the Levantine, as a chronostratigraphic unit, is not enough defined and that, as a matter of fact, facies with different stratigraphic contents are described, it has been maintained in the Romanian relevant literature for a long time.

The redefinition of the last stage of the Pliocene has become more actual after 1950. Considering the presence of the remains of Villafranchian mammals in the beds with *Unio pristinus* (Middle Levantine), LITEANU (1953) includes them to the Pleistocene, restricting more the content of the Levantine stage. Some years later, MACAROVICI, MARINESCU and MOTAS (1965) consider that the term Levantine has a different meaning according to the basin of sedimentation and propose the adoption of the Romanian stage, created by KREJCI GRAF in 1932. In the scheme proposed by the author the Romanian included "the bifarcinatus beds", comprising the levels with *Prosodacna-Psilodon/ex gr. haueri* and *P. (Ps) ex gr. neumayri* (the Upper Dacian defined by TEISSEYRE 1907) and the lower horizon of the Levantine (= beds with sculptured unionids).

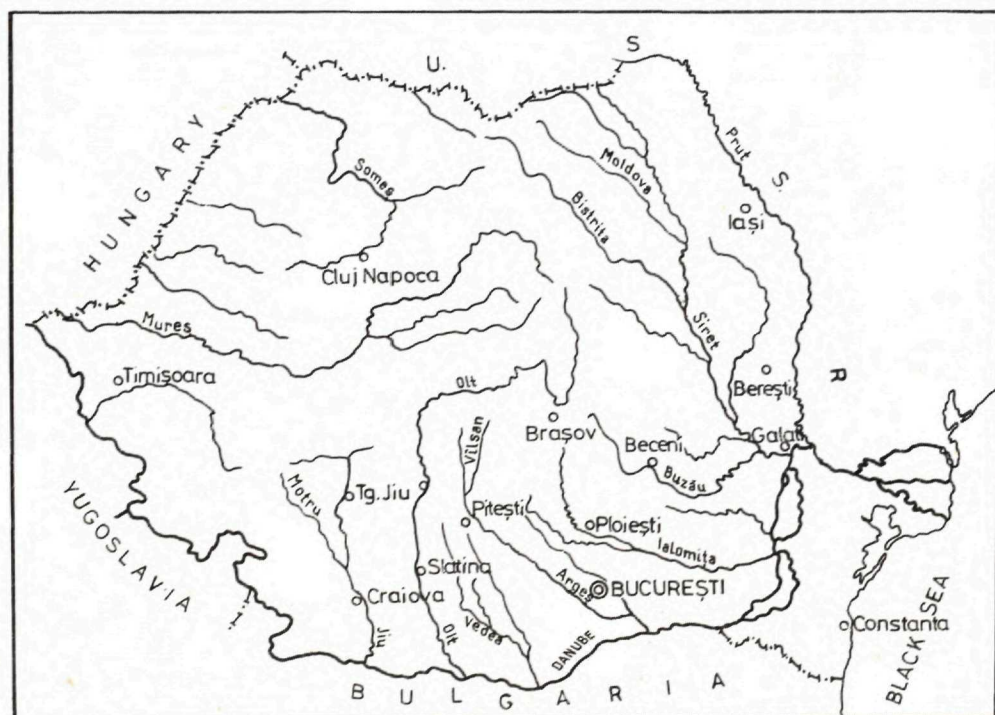


Fig. 1 Localities and water flows mentioned in the text



The redefinition of the Romanian as final stage of the Pliocene constituted the object of MIHAILA'S (1969) and ANDREESCU'S (1970) papers. As regards the stratigraphic position, the Romanian overlies the Dacian, its separation from the latter being justified by the complete absence of *Prosodacna* of the *Psilodon* type and, in general, of brackish fauna, and is overlain by the Lower Pleistocene. The Romanian represents the period of time during which the beds with smooth unionids (Lower Romanian) and the beds with sculptured unionids were deposited. It is characterized by the abundance of lacustrine mollusca as well as by levels rich in fossil mammals.

These last years biostratigraphic data based on fresh-water molluscan faunas (ANDREESCU, 1979, 1981) and fossil mammal assemblages correlated with paleomagnetic results (GHENEA et al. 1981) have brought significant contributions to the correct interpretation of the Romanian stratigraphy in the Dacic Basin.

### **Stratigraphy of the Romanian in the Dacic Basin**

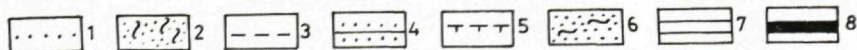
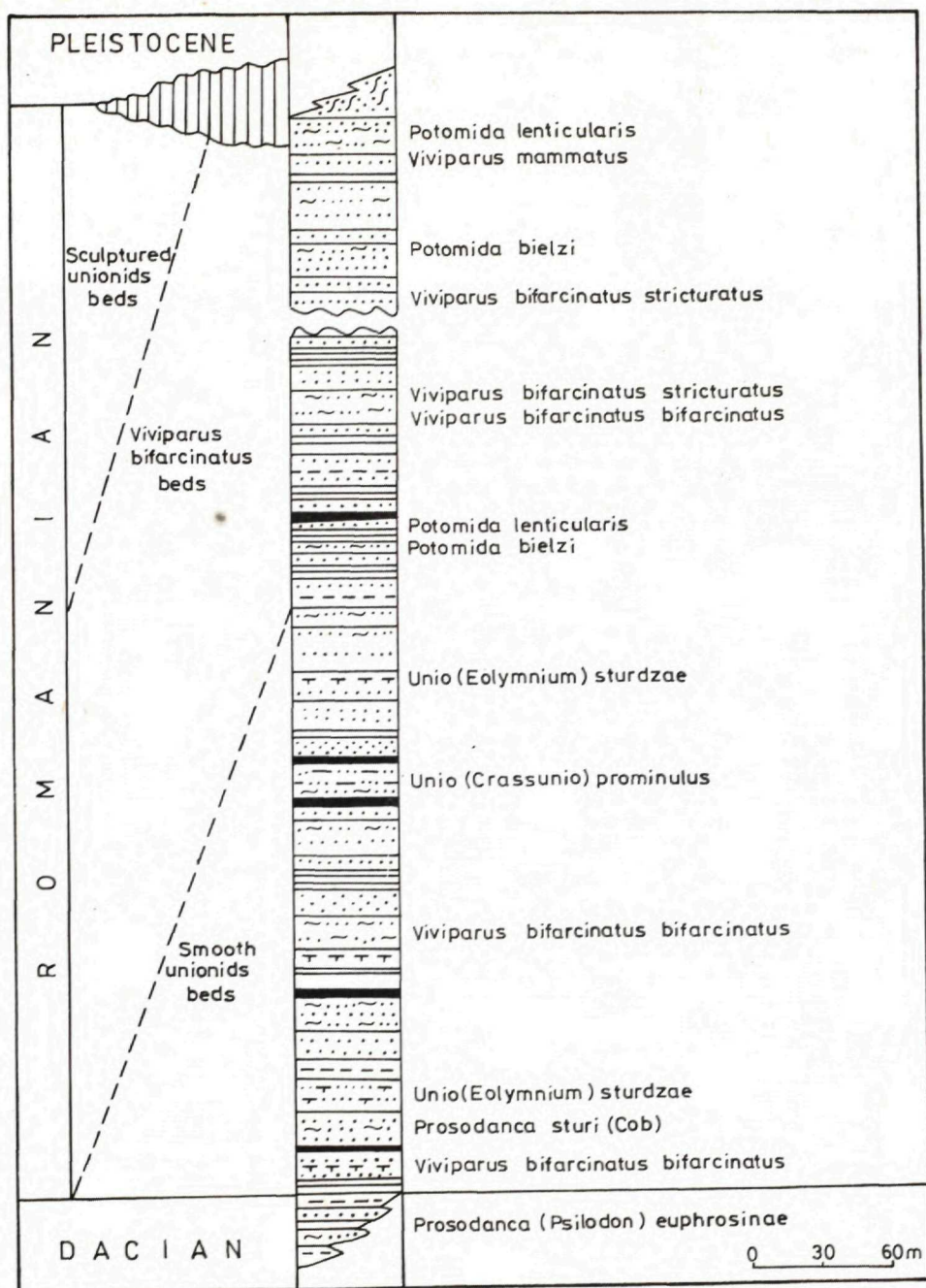
#### **Lower Romanian**

In most of the Dacic Basin the sediments assigned to the Lower Romanian, about 1,000 m (Buzău Valley) occur in continuity of sedimentation with the Upper Dacian deposits. The succession of beds represents an alternation of marls, clays and sands; in certain sectors lignite beds are frequently found.

The paleontological content of the Lower Romanian is characterized by the presence of smooth unionids of the *slanicensis*, *saratae*, *sturdzae*, *brandzae* groups as well as by forms of *Viviparus bifarcinatus*. In the Moldavian Plateau, in a fluviolacustrine sequence equivalent to the Lower Romanian, there occurs a mammal fauna at Berești and Mălușteni, characterized by mastodonts (*Anancus arvernensis*, *Zygodon borsoni*), the first arvicolids (*Promimomys moldavicus*), genus *Equus* beside genus *Hipparion*, *Tapirus arvernensis*, *Propotamochoerus provincialis*. At the same level the fossil mammal faunas in the Brașov Basin (Căpeni and Virghiș) would be also located, considered to represent a phase superior to the classical Rousillon fauna comparable with the Moldavian and Csarnotian complexes (SAMSON and RĂDULESCU 1973).

Further on, we shall describe some geological sections from which one can observe the stratigraphic features of the Lower Romanian deposits.

In the Carpathian bend zone, nearby the locality of Beceni (Slănic Valley), a region regarded as typical of the Romanian development (a reason for which the stage has been redefined — ANDREESCU 1972), the Lower Romanian deposits are represented by an alternation of sands, clay sands, clays and marls with lignite intercalations about 250 m thick (Fig. 2). The paleontologic content is characterized by unionids with smooth shell of the *slanicensis*, *sturdzae*, *brandzae* groups, as well as by faunas of *Viviparus bifarcinatus* and *Viviparus woodwardi*. It is to be mentioned that at Beceni, the taxon *Prosodacna (Prosodacna) sturi* COB. has been preserved in the lower part of the Romanian; however, it has not been reported from other parts of the Dacic Basin.





In the central part of the Dacic Basin, in the region lying between the Olt Valley and the Vilsan Valley, there occurs the section considered the hypostratotype of the Romanian stage described by MIHĂILĂ in 1969 (Fig. 3). In the sequence represented by alternations of clays, marls, sands and gravels both fossil mollusca (unionids with smooth shell) and remains of fossil mammals (*Anancus arvernensis*, *Zygodon borsoni*) have been found.

The thickness of the mentioned deposits varies between 200—250 m. At the present stage of knowledge on the Romanian stratigraphy it is considered that only the Lower Romanian is represented in this sector.

In the western part of the Dacic Basin, a complex of marls, clays and sands with coal intercalations extended regionally has been deposited during the Dacian-Romanian-Lower Pleistocene time. The correlation attempts referring to the lignite beds led to results on the stratigraphic spreading of the Romanian in this area. Thus, the lower limit of the Romanian is considered either at the base of bed V of lignite (LITEANU, FERU 1964) or at the base of bed VII (PAPAIA NOPOL et al. 1981).

In order to have a general view on the Dacian-Pleistocene interval a synthetic column of the sequences found in the Jiu-Motru interfluvium is presented in Figure 4 (LITEANU, FERU 1964).

The Lower Romanian is represented by an alternation of sandy clays and sands with coal beds having, at different levels, a rich molluscan fauna, the taxon *Viviparus bifarcinatus* being frequently found.

In the Braşov intramontane basin, an equivalent of the Lower Romanian probably occurs at the upper part of the coaly complex. In this basin, the Cretaceous flysch is overlain by a lacustrine succession represented by marls, clays and sands with lignite intercalations. Faunas of fossil mammals have been — reported from Căpeni and Virghiş, represented by *Zygodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Dicerorhinus* cf. *leptorhinus*, *Macrohippus sylvarum*, *Sus provincialis*, *Protarctos böeckhi*, *Parailurus anglicus*, *Prospalax priscus*, *Mesopithecus monspesullanus*, etc. (SAMSON and RĂDULESCU 1973). The faunal assemblage represents a phase more recent than the classical Rousillon fauna and can be a phase more recent than the classical Rousillon fauna and can be compared with the Moldavian complex (the Soviet Union) and the Csarnotian complex (Hungary). Although the question of datation of the mentioned complexes is incompletely solved, the age of the faunas might be 3,6—3,8 m.y., that is the base of the Lower Romanian.

Middle Romanian. It represents the interval within which the most significant change in the evolution of the fresh-water mollusca occurs. It is also the interval in which a Levantine thermophile fauna occurs; it includes genera and subgenera of sculptured unionids such as *Rugunio*, *Rytia*, *Cuneopsidea*, *Pristinunio*, *Psilunio*, etc. In the western part of the Dacic Basin (Craiova) the sands and clays constituting this horizon are characterized by an “explosion” of the “Levantine” unionids; it was

←

Fig. 2 Stratigraphic column of the Romanian at Beceni (ANDREESCU 1972)

1 — sands with normal bedding; 2 — sands with oblique bedding; 3 — consolidated sands; 4 — sandy clays; 5 — sandstones; 6 — sandy marls; 7 — clays; 8 — coal.

determined by Ștefănescu to redefine the "Levantine" stage and assign the Craiova Beds to this stage. At the present stage of knowledge of the Romanian in Oltenia it may be considered that the "Levantine" stage" according to Ștefănescu will correspond entirely to the Middle Romanian.

Further on, we shall deal with the lithofacial features and the paleontologic content of the deposits assigned to the Middle Romanian.

In the Carpathian bend zone, in the Sănic Valley, in the Beceni section the base of the Middle Romanian is situated at about 250 m from the limit with the Dacian (ANDREESCU 1972). The level is marked by the occurrence of the taxon *Rugunio lenticularis* in an assemblage with other sculptured unionids (*Potomida bielzi*, *P. biplicata*, *P. condai*) and forms of *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* and *V. bifarcinatus stricturatus*. The alternations of sandy clays and sands with the

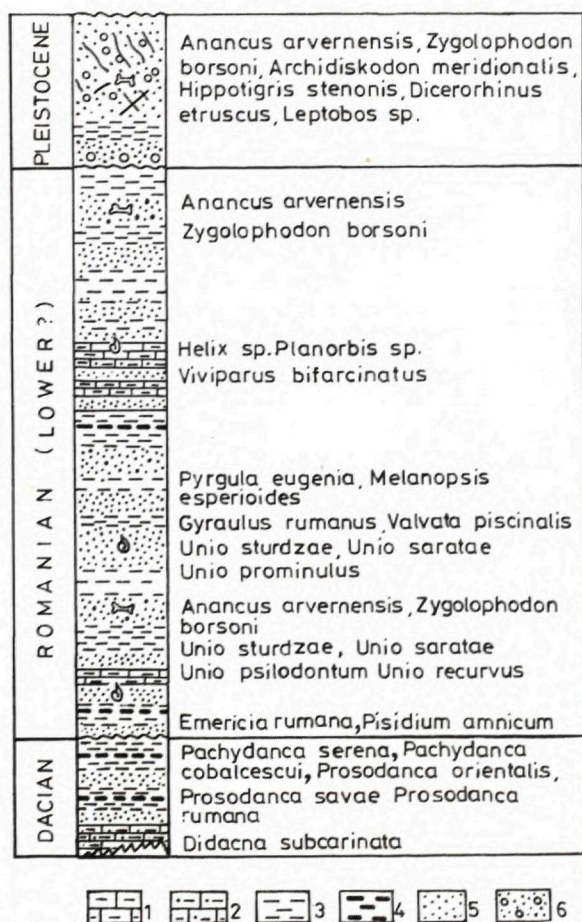


Fig. 3 Stratigraphic column of the Romanian in the Olt Valley-Vilsan Valley region (MIHĂILA 1969)  
 1 — marls; 2 — sandy marls; 3 — clays; 4 — lignite; 5 — sands; 6 — gravel.



mentioned fauna continues on a column of about 300 m thick (Fig. 2). In this area the upper limit of the Romanian is not clear because concomitantly with the extinction of the sculptured unionids there occurs a change in sedimentation which becomes coarser and coarser, the facies of the Cindești Formation being settled.

The Middle Romanian has a typical development in the western part of the Dacic Basin, in the Jiu Valley where the deposits are characterized by an outburst of the sculptured unionids and of the ornamented vivipars. The faunal assemblage is

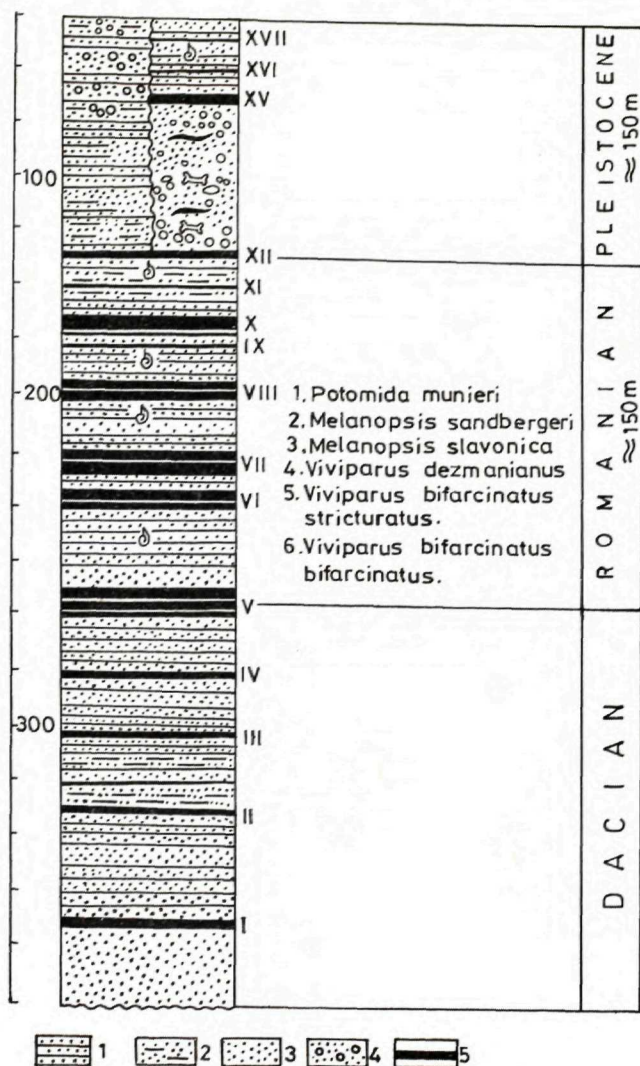


Fig. 4 General lithologic column of the stratigraphic sequences in the Jiu-Motru interfluvium (LITEANU and FERU 1964)

1 — sandy clays; 2 — clayey sand; 3 — sand; 4 — sands and gravels; 5 — coal.

extremely varied and rich; it is represented by *Rugunio lenticularis*, *Potomida porumbarui*, *P. herjeui*, *Cuneopsidea recurvus*, *C. vukotinovici*, *C. sculpta*, *C. iconomianus*, *C. beyrichi*, *C. doljensis*, *Rytia bielzi*, *R. brandzae*, *R. slavonica*, *R. conemenosi*, *Wenziella clivosa*, *W. subclivosa*, *W. cymatoides*, *W. gorjensis*, *Rugunio condai*, *R. turburensis*, *R. mojsvari*, *R. pilari*, *Pristinunio pristinus*, *P. davilai*, *Cyclopotomida munierei*, *C. pannonica*, *Psilunio craiovensis* *P. altecarinatus*, *Ebersininaia stefănescui*, *Plicatibophia flabellatiformis*, *Unio haekeli*, *Viviparus bifarcinatus*, *V. stricturatus*, *V. rudis*, *V. turgidus*, *V. strossmayerianus*, *V. craiovensis*, *V. mammatus*, etc.

A section conclusive for the way of development of the Middle Romanian formations occurs at Podary, on the left-hand bank of the Jiu River, south of Craiova (BANDRABUR 1971). It includes in the base grey clays with thin intercalations of sand and specimens of *Rugunio lenticularis*. They are overlain by a packet of sands with thin lenses of small-sized gravel and ferruginous concretions rich in fossils. The upper part of the sequence is mainly represented by grey-blackish clays alternating with yellowish sands. (Fig. 5).

In the westernmost part of the Dacic Basin (between the Jiu and the Danube) the succession of coal seams, which commences with the Dacian and ends with the Lower Pleistocene, includes also deposits assigned to the Middle Romanian. Horizons X—XII of coal (Fig. 6) appear in an alternation of grey siltic marls, clayey marls, sandy marls, clays and sands. At the upper part of horizon X one can observe an enrichment of the faunas with sculptured unionids with new taxa belonging to the genera *Rytia*, *Rugunio*, *Cuneopsidea*, *Pristinunio* (PAPAIAŃOPOL et al. 1981). It may be considered that this horizon represents the Lower Romanian-Middle Romanian boundary. The spore-pollen analyses carried out within the coal sequence between the Jiu Valley and the Motru Valley emphasize two key moments: the first one at horizon IV, characterized by the significant reducing of the *Liquidambar* pollen and of the phytocenosis with *Mycaceae* and *Cyrillaceae*, and the second one between horizons VII and VIII, characterized by a maximum of the phytocenosis with *Glyptostrobus* and a significant decrease of the phytocenosis with *Myrica* and *Cyrillaceae* (ROMAN in PAPAIAŃOPOL et al. 1981).

At the level of the Middle Romanian, remains of fossil mammals have been discovered in several points in the Dacic Basin, such as at Cernătești and Tuluțești. The faunas include, besides two genera of Mastodon (*Anancus arvernensis* and *Zygodon borsoni*), some Villafranchian species: *Dicerorhinus etruscus*, *Equus stenonis*, *Cervus issiodorensis* as well as the first appearance of the primitive elephant — *Archidiskodon rumanus*.

Mammal faunas have been reported from the Brașov Basin; they occur in a fluvio-lacustrine complex represented by sands, coarse sands and fine-grained pebbles, separated as the "Iarăș Sand Formation" (GHENEA et al. 1981). The remains, on the basis of which the fauna has been considered to represent a level corresponding to the Middle Romanian, consist of a lower horizon with large-sized rhinoceros comparable with *Dicerorhinus jeanvireti*, and an upper level represented by the persistence of *D. jeanvireti* and appearance of *D. etruscus* (ALIMEN et al. 1968).



Upper Romanian. Starting even in the Middle Romanian, in all the Upper Romanian, in most of the hilly area of the Carpathian Foredeep a continental formation, known as the "Cindești Formation" has been deposited.

In the western part of the Dacic Basin the lacustrine regime is, however, maintained during the Upper Romanian, too. In these circumstances, there are geological sections in the Olt Valley and the Jiu Valley where the facies and faunal characteristic features of the deposits can be observed. Thus, the researches on the fossil mollusca point out the extinction of most of the "Levantine" genera and species of the Middle Romanian fauna and the appearance of new genera (*Bogatschevia*) and species, e.g. *Ebersininaia milcovensis*, *E. neustruevi*, *Bogatschevia tamanensis*, *Rugunio riphaei*, *R. geometrica*, etc. (ANDREESCU 1978).

In the Olt Valley, at Slatina, the sequence of clays, clayey sands, sands and gravels, representing equivalents of the Middle and Upper Romanian, is rich in fossils

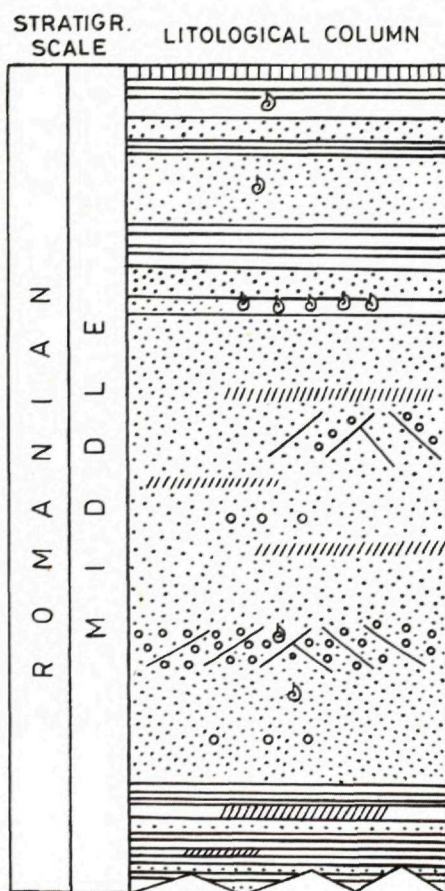


Fig. 5 Section in the Middle Romanian deposits at Podari-South Craiova (BANDRABUR 1971)

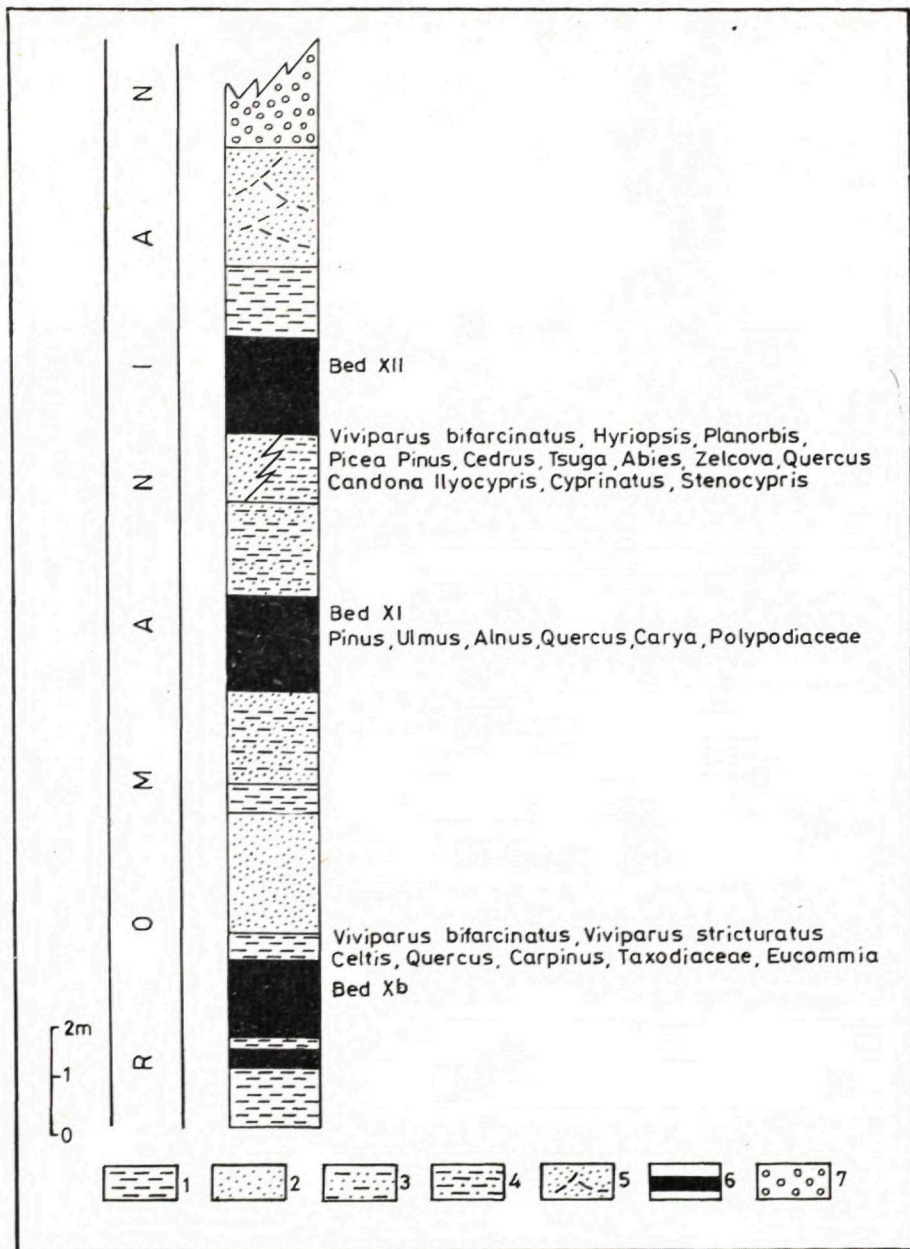
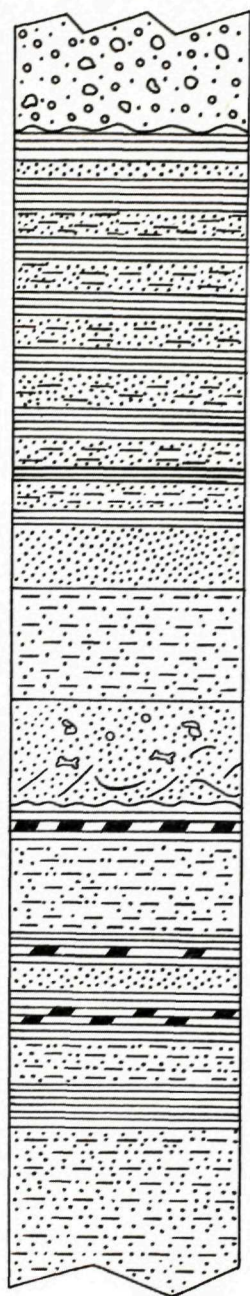


Fig. 6 Stratigraphical column of the Romanian coal-bearing formation of Pesteana-South Quarry (MARINESCU et al. 1981)

1 — clayey marls; 2 — sands; 3 — clayey sands; 4 — sandy clays; 5 — sands with oblique bedding; 6 — coals; 7 — gravels.





(Fig. 7). The Upper Romanian is represented by the beds with *Ebersiniaia milcovensis*, *E. geometrica*, and at the upper part by *Rugunio riphaei* (ANDRESCU 1981). The limit between the beds with *R. riphaei* and the beds with *Unio apscheronicus* seems to correspond to the Olduvai event and is officially considered as the Pliocene-Pleistocene boundary.

The interval corresponding to the Upper Romanian is well characterized also from the viewpoint of the content in mammal faunas. The macrofauna is represented by an archaic form similar, according to RĂDULESCU and SAMSON (1978), to *Archidiskodon gromovi* which characterizes the Kotlovian level in the Soviet Union.

The micromammal faunas are reported to several levels in the Olt Valley, at Slatina and Cherleşti (FERU et al. 1978). The lower level (Slatina 1) is represented by *Desmana kormossi*, *Apodemus*, *Dolomys milleri*, *Mimomys minor*, and the upper level at Slatina by *Desmana nehringi*, *Talpa fossilis*, *Beremendia fissidens*, *Leporidae* cf., *Hypolagus brachygnathus*, *Dolomys milleri*. At Cherleşti, where the final zone of the Pliocene seems to be, the assemblage consists of *Desmana nehringi*, *Allactaga ucrainica*, *Mimomys ex gr. polonicus*, *Mimomys minor*.

The Cîndeşti Formation (= Cîndeşti Beds; MRAZEC and TEISSEYRE 1901). In the Dacic Basin, in a large area of the Carpathian Foredeep, starting from the

Fig. 7 Section in the Romanian deposits of Slatina (Olt Valley)

1 — clayey sands; 2 — clays; 3 — clays with organic material; 4 — gravels and sands; 5 — sandy clays; 6 — gravels.

upper part of the Middle Romanian, a continental formation with molasse character developed, represented by alternations of pebbles, conglomerates, sands, and clays. The sedimentological characters are determined by the prevalence, at the upper part, of the pebble and conglomerate banks on the Argeş, Dîmbovita, Prahova, Buzău, and Rîmnice valleys. Towards the lower part there is a gradual decrease of the thickness of the pebble banks concomitantly with the reduction of the diameter of the pebbles. The thicknesses frequently reach hundreds of meters and in the Carpathian bend zone they can exceed 1,000 m. In the sectors of the Dacic Basin where the Cîndeşti Beds appear a clayey series of grey — bluish-grey colour, containing terrestrial gastropoda (*Helix*, *Planorbis*), known in the relevant literature as "Helix Clays", deposited at the base of the mentioned beds.

The large extension and the significant thicknesses of the Cîndeşti Formation in the Carpathian Foreland are connected with important orogenic movements which have determined the strong raising of the Carpathians and the intensification of the process of erosion and deposition of the materials originating in the Carpathians.

The stratigraphic position of the Cîndeşti Formation can hardly be estimated because of the extremely reduced paleontologic content. However, the stratigraphic bulk has been estimated on the basis of paleomagnetic analyses on certain sections characterized by continuity of sedimentation in the Romanian-Lower Pleistocene time span. Thus, at Beceni and Pleşcoi the coarse intercalations constituting the Cîndeşti Formation are individualized beginning with the level of 2,7—2,5 m.y. (Table 1).

The stratigraphic relationships existing in the whole Carpathian region seem to indicate that the deposition has continued on a larger stratigraphic interval, which includes a part of the Lower Pleistocene, too. From this point of view the drawing up of the Pliocene-Pleistocene boundary at 1.8—1.9 m.y. within the Cîndeşti Formation has no climate implication and raises a difficult problem for the geological mapping of the Plio- Pleistocene deposits.

### **Problems Concerning the Romanian Correlation**

The correlation of the Romanian deposits was based up to now on the faunas of mollusca and fossil mammals, which have many elements in common with similar Pliocene formations in Europe. In the Dacic Basin detailed biostratigraphic researches have recently been carried out. As a result a complete stratigraphic scheme of the Romanian in the Dacic Basin has been obtained, which makes possible the correlation with equivalent sequences for the whole Paratethys (GHENEA et al. 1981, ALEXEEVA et al. 1981). An attempt to represent a stratigraphic scheme calibrated according to the paleomagnetic scale is rendered in Table 1. The base of the Romanian is placed in the Gilbert epoch, immediately at the upper part of the Cochiti event ( $\approx 3.7$ — $3.8$  m.y.) At this level, the lower limit of the Romanian would correspond to the Kujalnikian base in the Euxinic Basin (southwestern part of the Soviet Union). The Lower Romanian-Middle Romanian boundary corresponds to the limit between the Gilbert epoch and the Gauss epoch ( $\approx 3.3$ — $3.4$  m.y.). The



upper limit of the Romanian in some of the paleomagnetic profiles at Slatina, in the Olt Valley, might coincide with the Olduvai event in the Matuyama epoch.

The biostratigraphic division of the Romanian, based both on the molluscan fauna and on the differences in the fossil mammal faunas, and the calibration with the paleomagnetic scale used at present, allow minute correlations with the Upper Pliocene in the Euxinic and Caspian basins (ALEXEEVA et al. 1981). Likewise, the stratigraphic bulk of the Romanian, defined in the Dacic Basin, allow a correlation with the Upper Pliocene ("Levantine") in the Pannonian Basin, recently delimited in magnetostratigraphic respect, as well (COOKE et al. 1979).

### ROMANIAN STAGE

PALEO MAGNETIC SCALE	CHRONOSTRATI GRAPHICAL SUBDIVISIONS	LITHOSTRA TIGRAPHI CAL SUBDIVI SIONS	BIOZONES (MOLLUSCS)	M A M M A L S	
				Fauna	Type localities
1.6-	PLEISTO- CENE	SCULPTURED UNIONIDS CÎNDEȘTI FORMATION BEDS	<i>Unio apscheronicus</i>	<i>Archidiskodon meridionalis meridionalis</i>	Tetoiu
1.7-					
1.8-	REUNION OLDUVAI MATUYAMA	UPPER	ZONA E. MILCOVENSI- R. RIPHAEI	<i>Archidiskodon gromovi</i>	Milcovul din vale
1.9-					
2.0-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Cernătești
2.1-					
2.2-	PLEISTO- CENE	UPPER	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Tulucești
2.3-					
2.4-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Iieni
2.5-					
2.6-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Iieni
2.7-					
2.8-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Iieni
2.9-					
3.0-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Iieni
3.1-					
3.2-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Iieni
3.3-					
3.4-	ROMANI AN	MIDDLE	RUGUNIO LENTICULARIS	<i>Archidiskodon rumanus- A.arvernensis z.borsoni</i>	Iieni
3.5-					
3.5-	DACIAN	UPPER LOWER	<i>v. Bifarcin -tus</i> <i>Unio sturdzae</i>	<i>A.arvernensis, Z.borsoni, Dicerorhinus megarhinus</i>	Berestei Mălușteni Căpeni Virghiș
3.6-					
3.7-	DACIAN	UPPER LOWER	<i>Psilodon</i>	<i>A.arvernensis, Z.borsoni, Dicerorhinus megarhinus</i>	Berestei Mălușteni Căpeni Virghiș
3.8-					
3.9-	DACIAN	UPPER LOWER	<i>Psilodon</i>	<i>A.arvernensis, Z.borsoni, Dicerorhinus megarhinus</i>	Berestei Mălușteni Căpeni Virghiș
3.9-					

Table 1 Chronostratigraphic table of the Romanian stage of the Dacic Basin

## Upper Limit of the Romanian and the Question of the Pliocene-Pleistocene Boundary

According to the resolution of the International Colloquium on the Neogene/Quaternary boundary (USSR 1972), it has been considered that only the typical Calabrian and its continental equivalent (the base of the Calabrian would be situated at 1.9 m.y.) would represent the Pleistocene.

The biostratigraphic and paleomagnetic researches allow us to establish the limit of 1,9 m.y. in the Dacic Basin, between the beds with *Ebersininaia* and *Archiskodon gromovi* (terminal Pliocene) and the beds with *Unio apscheronicus* and *Archidiskodon meridionalis* (Lower Pleistocene). With such a boundary the limit of 1.9 m.y. is conventional for the Dacic Basin as there are no climatic or biostratigraphic arguments to define a chronostratigraphic boundary (GHENEA in MARINESCU et al. 1981).

The study on the fresh-water molluscan fauna in the last 5 m.y. (about the beginning of the Pliocene) indicates two significant periods in its evolution: the development of the "Levantine" faunas and the development of the new Pleistocene faunas. The main characterization of the Levantine faunas is given by the occurrence and development of the sculptured forms which point to a clearly thermophile character (CEPALIGA 1972). The existence of the Levantine fauna marks the most important climatic change in the Paratethys domain around the Pliocene-Pleistocene boundary. According to recent researches it seems that the Levantine assemblage of warm climate disappears about 2.6 m.y. when a new fauna of cold mollusca begins to develop.

Approximately at the same level (2.5—2.7 m.y.) there take place important orogenic movements in the Carpathians, which determined the massive raising of the Carpathians and the intensification of the erosion processes. Consequently, in a large area of the Carpathian Foreland, the "Cîndești Formation" was deposited, a molasse represented by alternations of gravel, conglomerates, sands, and clays.

The mentioned geologic phenomena and the deterioration of the climate occur at about the same level. These geologic events are likely to constitute determinant factors for the separation of chronostratigraphic units, e.g. Pliocene and Pleistocene. The traditional criteria, established according to the International Stratigraphic Code proved to be a difficult basis when the Quaternary formations are involved. As a result, for the Dacic Basin, the Pliocene-Pleistocene boundary would be more justified around the age of 2.6 m.y.; it would coincide with the Middle Romanian-Upper Romanian boundary and approximately with the limit between the Matuyama and Gauss zones. A basis for correlation at global scale of the Neogene-Quaternary boundary might be obtained.



## References

- ALEXEEVA, L. I.—ANDREESCU, I.—BANDRABUR, T.—CEPALİGA, A.—GHENEA, C.—MIHĂILĂ, N.—TRUBIHIN, V. 1981: Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene Deposits of the Dacic and Euxinic Basins. Abstracts, The 12<sup>th</sup> Congress Carpatho-Balkan Association, Bucarest-Romania.
- ALIMEN, H.—RĂDULESCU, C.—SAMSON, P. 1980: Précisions paléontologiques et indices climatiques relatifs aux conches pléistocènes de la Dépression de Braşov (Roumanie). Bull.Soc.Geol. France 7<sup>e</sup> série X Paris.
- ANDREESCU, I. 1972: Contributii la stratigrafia Dacianului şi Romanianului din zona de curbura a Carpatilor Orientali. D.S. Inst.Geol., LVIII (1971), Bucureşti.
- ANDREESCU, I. 1975: Romanian Stratotypes of the Mediterranean Stages, 2, Bratislava.
- ANDREESCU, J. 1981: Biochronologie et chronostratigraphie du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur du bassin dacique. Abstracts, The 12<sup>th</sup> Congress Carpatho-Balkan Association, Bucarest.
- BANDRABUR, T. 1971: Geologia Cîmpiei dunărene dintre Jiu şi Olt. Inst.Geol.St.teh.şi ec., J 9, Bucureşti.
- CEPALİGA, A. L. 1972: Neogen-cetvertcînii granita po danum fauna presnovodnii moluscii. Mejdunarodnii colocvii po probleme. Granita Neogen-Cuaternar, Moskova.
- COOKE, H. B. S.—HALL, J. M.—RONAI, A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévavanya and Vésztó, Hungary. Acta Geologica Acad. Sci. Hung., Tomus 22(1—4).
- FERU, M.—RĂDULESCU, C.—SAMSON, P. 1978: Biostratigraphie (micromammifères) des dépôts plio-pléistocène de la zone de Slatina. Trav. Inst. Speol. Racovitza, Tom XVII, Bucureşti.
- GHENEA, C.—ANDREESCU, I.—BANDRABUR, T.—CEPALİGA, A.—MIHĂILĂ, N.—TRUBIHIN, V. 1981: Bio- and Magnetostratigraphie Correlations on the Pliocene and Lower Pleistocene Formations of the Dacic Basin and Braşov Depression (Romania). Inst. Geol. Geof., D.d.S.LXV/2, Bucureşti.
- GHENEA, C.—BANDRABUR, T.—MIHĂILĂ, N.—RĂDULESCU, C.—SAMSON, P.—RĂDAN, S. 1981: Pliocene and Pleistocene deposits in the Braşov-Depression. Guidebook for the S.E.Q.S. Field Excursion 1—8 June 1981, Geological and Geophysical Institute.
- HOCHSTETTER, J. 1870: Die geologische Verhältnisse des östlichen Theiles der europäischen Türkei. Jahrb. König. Kaiser. Geol. Reich. 20.
- KREJCI GRAF, K. 1932: Parallelisierung der südosteuropäischen Pliozäns. Geolog. Rundschau XXIII, 6, Berlin.
- LITEANU, E. 1953: Limita superioară a Tertiariului din aria de dezvoltare a lacului pliocen din Cîmpia Română. Com. Geol., St. teh. şi ec. E<sub>2</sub>, Bucureşti.
- LITEANU, E. 1967: Pietrişuri de Cîndeşti sau Strate de Cîndeşti? o contribuție la studiul stratelor de Cîndeşti. Com. Geol. St. teh. şi ec., E 4, Bucureşti.
- LITEANU, E.—FERU, M. 1964: Noi contributii la studiul stratigrafiei zăcămintului de lignit din interfluviul Jiu-Motru. St. cerc. geol. geof. geograf. (geologie) 9, 1, Bucureşti.
- MACAROVICI, N.—MARINESCU, I.—MOTAS, I. 1865: Observatii asupra Neogenului superior şi a Pontianului s. str. din Bazinul Dacic. Stud. Cerc. geol. geof. geographie (geologie) 10, 2, Bucureşti.
- MARINESCU, F.—GHENEA, C.—PAPAANOPOL, I. 1981: Stratigraphy of the Neogene and the Pleistocene Boundary. XII Congress Carpatho-Balkan Association, Bucharest-Romania, 1981. Guidebook 20.
- MIHĂILĂ, N. 1969: Romanianul, termen stratigrafic final al Neogenului şi stratigrafia sa din secotrul Rm. Vilcea-Vilsăneşti. Comitetul Geologic, D.S. LIV/3 (1967), Bucureşti.
- MRAZEC, L.—TEISSEYRE, W. 1901: Über oligozäne Klippe am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau). Jahrb. d.k.k. geol. R.A. LI, Wien.
- PAPAANOPOL, I. etc. (1981). Cercetări în vederea realizării modelului de corelare a stratelor de cărbuni dintre Valea Jiului-Valea Motrului la nord vest de linia Peşteana-Covrigi pe baza datelor geologice din lucrările de explorare. Raport Arhiva Inst. Geol. Geofizică, Bucureşti.
- PAUL, M.—NEUMAYR, N. 1875: Die Congerien- and Paludinen Schichten von Slavonien und deren Fauna. Abhandl. Königl. Kaiser. Geol. Reich. 7 (3).
- SAMSON, P.—RĂDULESCU, C. 1973: Les faunes de mammifères et la limite Pliocene-Pleistocene en Roumanie. Trav. Inst. Speol. Racovitza, T. XII, Bucureşti.
- STEFĂNESCU, S. 1897: Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique Lille.



**Руман в дацитовых бассейнах, лито- и биостратиграфические данные**

Резюме

На основании высказанных сведений можно сделать несколько следующих замечаний и выводов об истории юго-восточных частей Паннонского бассейна после нижнего плиоцена и о типах геологических границ в том же периоде.

1. Непосредственно после нижнего плиоцена в исследованной области существовало просторное озеро, которое представляло собой пресноводный реликт бывшего эпиконтинентального моря, Паратетиса. В течении верхнего плиоцена в исследованной области произошло уменьшение глубины моря (регрессия) что проявилось на редукции бассейна, в его обмелении и появлении фауны украшенных палудин. Приняв во внимание медленно происхождение изменений в подобных палеогеографических и палеоклиматологических условий, по отношению к понтическим отложениям, не существует ясная дифференциация границ и литологического состава. Вследствие того в югославской литературе выдвинуты многие проблемы: нужность ревизии стратиграфического положения нижнее палудинных отложений, выяснение взаимоотношений между различными палудиновыми зонами, региональными корреляциями палудинных отложений с другими хронологическими эквивалентами и т. п.

В такой обстановке, в случаях отсутствия фауны, несомненно что нет ясной границы между палудинными отложениями и понтической подины. По этому считаем что присутствие фауны не может быть критерием отделения границы неогена от четвертичной периоды.

2. Приблизительно, от среднего левантинского яруса в исследованной области существуют две палеогеографические среды: а) водная, в которой отложены полициклические речные отложения и б) континентальная, на смыыванию подвергнутых впадинах, на которых образован делювиально-пролювиальный склон.

— Полициклические речные отложения представляют собой хронологические эквиваленты виллафранкских слоев в широком смысле слова. В их нижних частях отложены слои с *Unio davilai*, а в верхних с *Vivipara böckhi*, на основании чего делается вывод что серия возникла между средним левантинским ярусом и гюнц-минделем. Отложения, как выше помянуто, возникли в условиях последовательных погружений дна аккумулятивной равнины, что проявилось в многократных наслонениях речных фации русла, половодья и старицы. Так как они лежат несогласно поверх озерных девантинских или палудинных слоев, и так как в литологическом смысле они ясно отличаются от подины и характеризуются специфической фауной, по нашему мнению эти наслонения представляют собой единый реперный горизонт, не только для выделения нижней границы четвертичной периоды, но и для выделения валахийской тектонической фазы.

Обращаем ваше внимание что в прежней литературе описанные отложения трактуются или как «озерные» или «речно-озерные». Это на самом деле те слои, которые по Й. Халавачу, В. Ласкареву и др. авторам, без какого-нибудь перерыва в седиментации, переходят из верхнего плиоцена в четвертичную периоду, заканчиваясь отложениями с *Corbicula fluminalis*. Наши данные показывают, что т.зв. «переходные слои» представляют собой в литофациальном и биофациальном смысле специфическую пачку, что не существует никакого «постепенного перехода» между плиоцена в четвертичную периодой и что в юго-восточных частях Паннонского бассейна озерная фаза не переходит в антропоген.

На южных маргинах сложной аллювиальной равнины, приблизительно синхронично с отложениями полициклических речных осадков образовался пролювиально-делювиальный склон в форме сложного конуса выноса. Палеонтологические данные указывают что образование отложений, от верхней части верхнего плиоцена до миндель-рисса, есть временной промежуток при возможности короче или дольше эволюции в других областях.

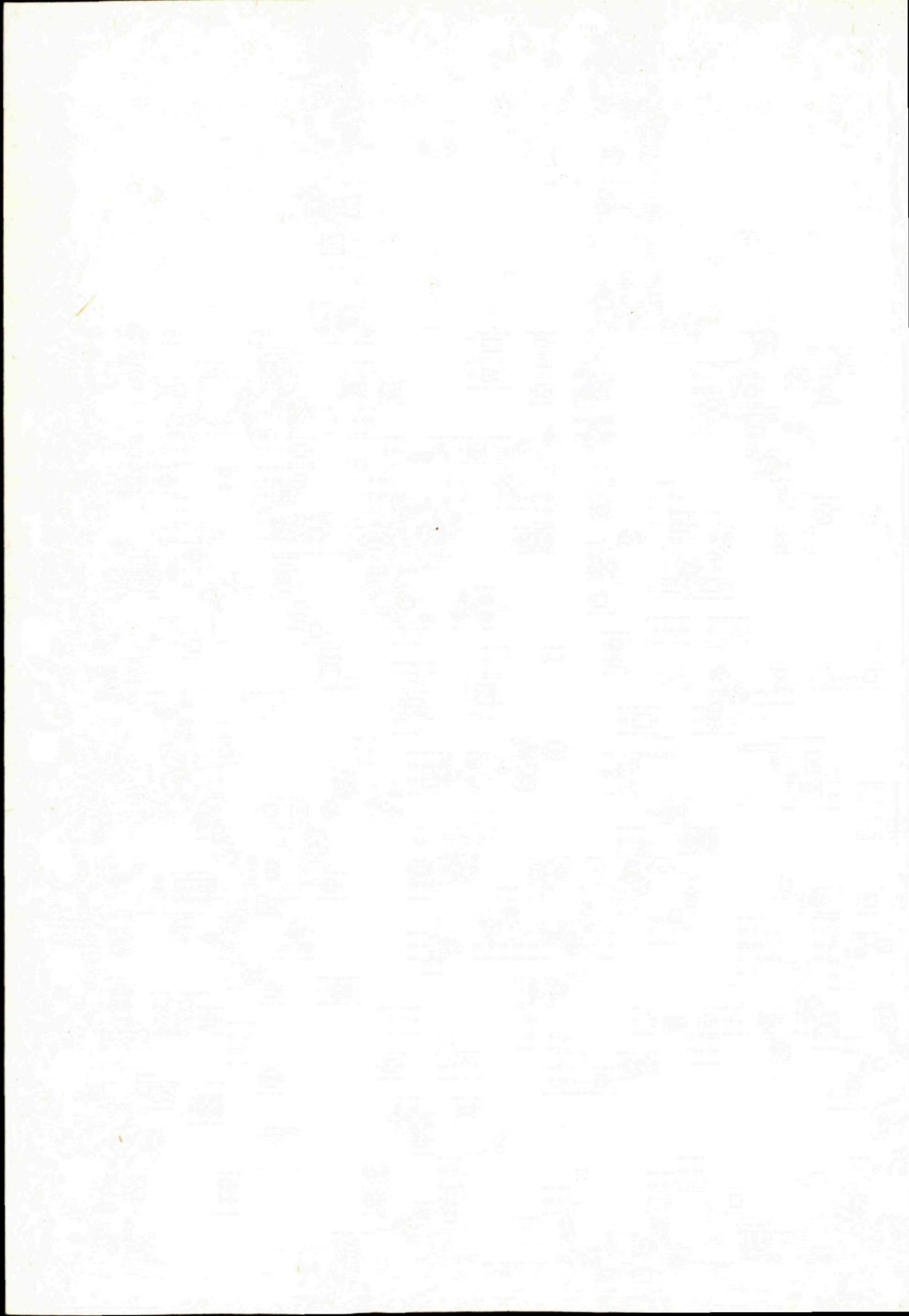
Оба литологических комплекса: полициклический речной и пролювиально-делювиальный, представляют собой первичные формы современной флювиально-денудационной системы (М. РАКИН 1978), в чем еще одна причина больше к мнению что ся ними начинается четвертичная периода.



3. После седиментации полициклических речных отложений и конусов выноса вся область трансформируется во влажную степь. При этом, бывшие крутые впадины, в результате эрозионного действия разрушаются и отлагаются преимущественно делювиальные осадки, а области сложной аллювиальной равнины трансформируются в просторные болота в которых отлагаются осадки с болотно-континентальной фауной. Отложения неоспоримо моложе гюнца, а во всяком случае старше рисса. Этот временной промежуток, по нашему мнению, выходит из рамок данной проблемы о нижней границе антропогена и глубже касается вопроса локальных стратиграфических разделений внутри плейстоцена.

4. Еще, до времени седиментации с болотно-континентальной фауной, а в особенности от начала рисса, в юго-восточных частях Паннонского бассейна начинаются выразительнее ощущаться климатические изменения в смысле интенсивной аридизации и оледенения до трансформации области в перигляциальную зону, в которой, во время последние две гляциации создан песчаный ерг (Делиблатска пешчара) и лессовидные отложения на ее восточной периферии. В том же временной промежутке возникли и речные террасы 25–35 м и 7–12 м относительной высоты, с которым заканчивается плейстоцен в ковинском Подунавье.

5. Наконец, отложения голоцена представлены инундационными террасами (7.с), живыми песками (8.а) и делювиальными склонами (8.б) Они представляют собой проявления современных эрозионно-аккумулятивных процессов, которыми модифицируются уже образование формы Делиблатской пустыни, Ковинской депрессии и Кличевачкой гряды.





Eva Planderová

## Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia

1 obr., 7 fotogr. tabuliek (XVIII—XXIV), angl. resumé

**Abstract.** The author studied biostratigraphic position of the so-called Poltár Formation on the basis of palynological investigations. The results prove the Pontian age of the Poltár Formation. Its deposition proceeded under different paleoecologic conditions, viz. humid and xerothermic.

Poltárske súvrstvie je rozšírené v Lučenskej a Rimavskej kotline. Sú to pestré íly, piesky, štrky, ojedinele aj sloje lignitu. Poltárske súvrstvie čiastočne zakrýva podrečanskú bazaltovú formáciu. Miestami bola zistená makroflóra, najmä v piesčitých íloch (D. VASS—I. KRAUS 1985).

Za cieľom určenia veku tmavých ílovitých a lignitových sedimentov poltárskeho súvrstvia som palinologicky vyhodnotila vzorky z nasledovných lokalít (obr. 1 — mapa — D. VASS—I. KRAUS 1985).

Gregorova Vieska (P-5b, P-6b, P-17 mapa — bod 1) Točnica (P-5a mapa — bod 2) a z vrtu LV-35 (17,40 m mapa — bod 3) na liste Poltár. Vzorky boli väčšinou pozitívne na dobre zachované a bohaté spoločenstvá sporomorf. Niektoré spoločenstvá boli chudobné, čo poukazuje na ekologické rozdielnosti sedimentačného prostredia. Najbohatšie spoločenstvá spór a peľových zrn som získala z vrtu LV-35 (17,40 m) z ílov v podloží (nadloží) lignitovej slojky, ktorá tiež tvorí časť poltárskej formácie.

### Palinologické vyhodnotenie

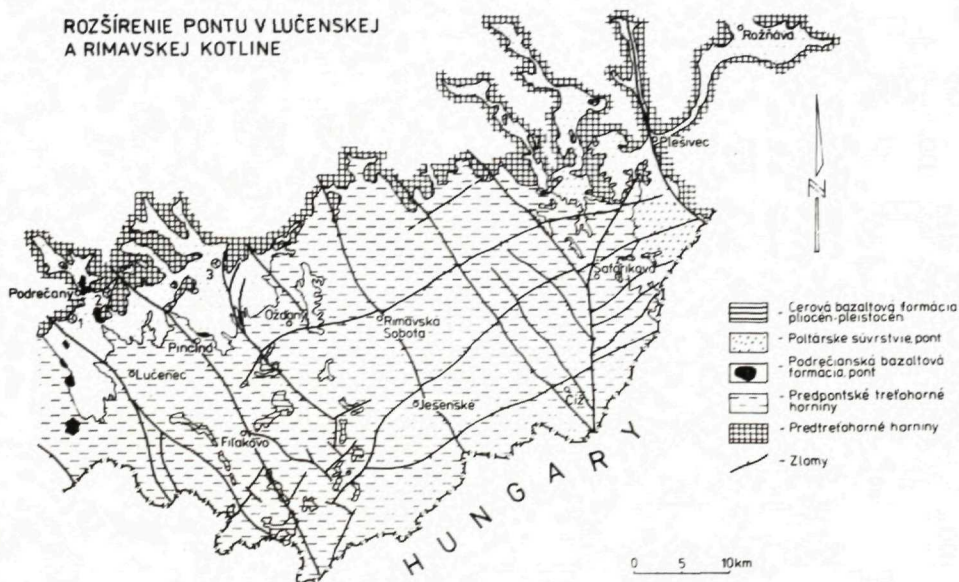
a) Sedimenty z lokality Točnica P-5a majú sporomorfné spoločenstvá nasledovného zloženia: Z výtrusných rastlín sú zastúpené hlavne *Polypodiaceae* druhmi *Laevigatosporites haardti* (R. POT. VEN.) TH. PF., *Verrucatosporites alienus* (R. POT.) TH. PF. Bohato sú zástúpené aj druhy rodu *Pteridium* a čeľaď *Osmundaceae* druhom *Baculatisporites quintus* (TH. et PF.) W. KR. Z radu *Filicales* som zistila bohato zastúpené druhy *Leiotriletes wolffi*, W. KR. a *Leiotriletes microlepidoides* W. KR. Z ihličnatých sú veľmi bohato zastúpené peľové zrná druhov *Pinus silvestris*

L., *Pityosporites alatus* (R. POT.) TH. et PF. *Piceapollis tobolicus* (PANOVA) W. KR., *Abiespollenites cedroides* (TH.) W. KR., *Cedripites* sp. *Tsuga canadensis* (L.) CARRIÈRE, *Tsuga diversifolia* MAST. a *Cupressaceae*. Toto spoločenstvo ihličnatých drevín je typické pre uhoľnú faciú pliocénu.

Z krytosemenných sú veľmi bohato zastúpené druhy rodov *Alnus*, a to: *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT.) PF. in TH. PF. Ojedinele sa vyskytol peľ čeľade *Myricaceae* druhom *Triatriopollenites rurensis* PF. TH. Hojnejšie boli zastúpené peľové zrná rodu *Corylus* druhom *Triporopollenites coryloides* PF., ďalej *Salicipollenites* div. sp., *Slowakipollis eleagnoides* W. KR., *Liquidambarpollenites styracifluaeformis* NAGY, *Faguspollenites* sp., *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) subsp. *oviformis* (R. POT.) PF. TH., *Tricolporopollenites cingulum* sp. *pusillus* (R. POT.) PF. TH., *Quercoidites roburoides* (R. POT.) NAGY, *Quercoidites petreaeformis*, (NAGY) PLANDEROVÁ, *Tricolporopollenites asper* (TH. PF.) W. KR., bohato sú zastúpené peľové zrná druhu *Caryapollenites simplex* (R. POT.) RAATZ., *Tricolporopollenites microhenrici* (R. POT.) W. KR., *Triatriopollenites coryphaeus* (PF. TH.) W. KR., *Rhoipites pseudocingulum* (E. POT.) R. POT., *Ilexpollenites iliacus* (R. POT.) THIERG., *Graminidites media* W. KR., *Chenopodiaceae*, *Artemisia* sp., *Compositae* a sladkovodný planktón patriaci do rodu *Ovoidites*.

Toto bohaté spoločenstvo sporomorf poukazuje jednoznačne na pontský vek sedimentov korelovateľný so spoločenstvom v uhoľnej facií pontu.

b) Vzorka ílov z mladého rašelinového uhlia z vrtu LV-35 (17,40 m) obsahovala veľmi bohaté spoločenstvo dobre zachovaných spór a peľových zrn tohto zloženia:



Geologická mapa 1:50 000 podľa D. VASSA a I. KRAUSA 1985



Zo spór výtrusných rastlín sú zástúpené druhy: *Laevigatosporites haardti* (R. POT. et VEN.) PF. TH., *Laevigatosporites gracilis* WILS. et WEB., *Laevigatosporites haardti haardtoides* W. KR. Z čeľade *Lycopodiaceae* som zistila druh *Retitriletes microides* W. KR. uvádzaný len z pliocénneho lignitického uhlia v Nemecku a z čeľade *Sphagnaceae* druh *Stereisporites minor* (RAATZ) W. KR. ssp. *minor*, ktorý jednoznačne dokazuje prítomnosť rašeliniskovej vegetácie. Peľové zrná ihličnatých rastlín boli zastúpené dost veľkým podielom v spoločenstve sporomorf druhmi: *Piceapollis tobolicus* (PANOVA) W. KR., *Pityosporites microalatus* (R. POT.) TH. PF., *Pityosporites alatus* (R. POT.) TH. PF., *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. PF. a *Ephedripites* sp. Najbohatšie bola zastúpená zložka peľových zrn patriacich do oddelenia *Magnoliopsida*, druhmi: *Ulmipollenites undulosus* WOLF., *Carpinuspollenites carpinooides* (PF.) NAGY, *Caryapollenites simplex* (R. POT.) RAATZ ex POT., *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT.) PF. in TH. PF., *Triatriopollenites rurensis* PF. et TH., *Trivestibulopollenites betuloides* PF., *Pterocaryapollenites stellatus* (R. POT. et VEN.) THIERG., *Rhoipites pseudocingulum* (R. POT.) R. POT., *Tricolporopollenites asper* (TH. PF.) W. KR. *Hedera* sp., *Tricolporopollenites marcodurensis* TH. PF., *Ilexpollenites margaritatus* (R. POT.) THIERG., *Ononis pinosa* z čeľade *Fabaceae*, *Araliaceoipollenites* sp., *Araliaceoipollenites reticuloides* THIELE—PFEIFER, *Cornus mas* L. po porovnaní s recentným peľom podľa L. A. KUPRIANOVEJ a L. A. ALEŠINEJ (1972) *Quercoidites roburoides* (R. POT.) NAGY, *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. PF. ssp. *oviformis* (R. POT.) TH. PF., *Tricolporopollenites microhenrici* (R. POT.), TH. PF., *Aceripollenites reticulatus* NAGY, *Graminidites media* (COOKSON) R. POT., *Nymphaeaceae* sp.

Toto spoločenstvo sporomorf je typické pre uhoľnú sériu pontu. Proti zaradeniu do mladšieho veku (dák-ruman) hovorí prítomnosť ešte niektorých vrchnomiocénnych typov peľových zrn — *Myricaceae*, *Carya* sp. a iných.

c) Sedimenty z lokality Gregorova Vieska (P-5b, P-17, P-6b) obsahovali spoločenstvo sporomorf zloženia: *Chenopodipollenites multiplex* (WEYL. PF.) W. KR., *Artemisiapollenites sellularis* NAGY, *Compositoipollenites taraxaciformis* PLANDEROVA, *Graminidites media* (COOKSON) R. POT. Veľmi hojne boli zastúpené rôzne druhy peľových zrn bylín a vyskytol sa aj sladkovodný planktón z rodu *Ovoidites*.

Spoločenstvo zistené v týchto sedimentoch nemôžem však vekove odlišiť od sedimentov z ostatných lokalít poltárskej formácie vyhodnotených vyššie. Odlišuje sa faciálne, resp. inými paleoekologickými nárokmi. Uvedené spoločenstvá peľových zrn poukazujú na extrémne suchú klímu.

### Paleoekologické vyhodnotenie

Sporopeľové asociácie sedimentov z podložia alebo nadložia lignitovej slojky (LV-35), ako aj z ílov lokality Točnica, poukazujú na humidnú teplú miernu klímu s bohatou vegetáciou vlhkomilného lesa, s bohatým porastom papradí a miešaného lesa listnato-ihličnatého. Sedimentačné prostredie nadložných ílov z vrtu LV-35 obsahuje aj rašeliník, ktorý rastie len na rašeliniskách, a teda poukazuje na výskyt rašeliniska s typickou vegetáciou papradí čeľade *Polypodiaceae* a *Sphagnum*. Na

okraji rašeliniska rástli vlhkomilné listnaté dreviny čeľade *Myricaceae* a rodu *Alnus*, ďalej listnaté dreviny, byliny a trávy. Spoločenstvo tu uvedené je typické pre pliocénne uhoľné panvy a môže sa vyskytovať len v humídnej miernej teplej klíme s dobrými podmienkami pre rozvoj vegetácie.

Sedimenty z lokality Gregorova Vieska obsahujú peľ rastlinných druhov vyžadujúcich suchšiu klímu. Predpokladám, že táto vystriedala klímu humídnu s bohatým spoločenstvom vlhkomilnej vegetácie. Odlíšiť vek vzhľadom k lignitickým slojkám nemožno na základe palinológie. Sedimentačné prostredie bolo zrejme jazerné, možno plytká riečna zátoka, do ktorej padal peľ čeľade *Chenopodiaceae* a rodu *Artemisia*, ktorých výskyt poukazuje na suchú klímu. V našom prípade zistené jednotvárne spoločenstvo poukazuje na dlhšie suché obdobie, ktoré vysušilo široké okolie miesta sedimentácie.

### Záver

1. Celé súvrstvie sedimentov poltárskej formácie je pontského veku, ukazuje sa ako obdoba uhoľnej série pontu (E. PLANDEROVÁ 1972).

2. Paleoekologicky som zistila dve odlišné obdobia a to :

a) humídne s klímou teplou, miernou, pri ktorej sa vytvárali močiare a rašeliniská s bohatou vlhkomilnou vegetáciou aj miešaných drevitých porastov, ktoré tvorili základ pre tvorbu mladého uhľia ;

b) aridné obdobie s veľmi chudobnou flórou, väčšinou stepného charakteru bez možnosti vekového odlíšenia od obdobia s humídnu klímou ; predpokladám, že toto obdobie bolo z geologického hľadiska veľmi krátke, takže môžeme obidve fácie považovať za sedimenty rovnakého veku.

### Literatúra

- PLANDEROVÁ, E. 1972: Pliocene Sporomorphs from the West Carpathians Mountains and their stratigraphic interpretation. Geol. práce, Správy 59, Geol. Úst. D. Stúra, Bratislava, 209—283.  
KUPRIANOVA, L. A.—ALEŠINA, L. A. 1972: Pyľca i spory rastenij flory evropejskoj časti SSSR. Izd. Akad. Nauk SSSR. Tom. 1, Leningrad, 1—155.

Eva Planderová

### **Biostratigraphic evaluation of sediments of Poltár Formation**

#### Summary

Microfloristic researches proved the Pontian age of sediments of the Poltár Formation. Paleocological study revealed two different paleoenvironments with different climate, namely:

a) mild humid climate characterized by the formation of swamps and peat-bogs with rich hydrophilous vegetation, local woody plants representing a basis for the formation of coal;



b) arid climate with poor flora of mostly steppe character, without possibility of age differentiation from the humid climate. I presume that the period was short from geologic viewpoint, so both facies may be regarded as almost coeval.

Translation E. Jassingerová

#### Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XVIII—XXIV

\* Zväčšenie 1000× okrem foto SEM, kde je zväčšenie udané.

##### Tabuľka XVIII

- Obr. 1—3 *Retitriletes microides* W. KR.,
- Obr. 4—5 *Stereisporites minor* (RAATZ) W. KR.,
- Obr. 6, 9 *Laevigatosporites gracilis* ssp. *minor* WILS. WEB.,
- Obr. 7 *Laevigatosporites haardti* (R. POT. VEN) TH. PF. *haardti*
- Obr. 8 *Laevigatosporites haardti haardtoides* W. KR.,
- Obr. 10 *Laevigatosporites haardti* SEM 2500×,
- Obr. 11—12 *Laevigatosporites haardti* (R. POT. VEN.) TH. PF.

##### Tabuľka XIX

- Obr. 1 *Ephedripites* sp. SEM zv. 3300×,
- Obr. 2 *Ephedripites* sp. SEM det. zv. 7500×,
- Obr. 3 *Pityosporites microalatus* W. KR.,
- Obr. 4 *Piceapollis tobolicus* PANOVA) W. KR.

##### Tabuľka XX

- Obr. 1 *Pityosporites alatus* (R. POT.) TH. PF.,
- Obr. 2 *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. PF.,
- Obr. 3 *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. PF. SEM zv. 1500×,
- Obr. 4 *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. PF.
- Obr. 5—6 *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. PF. det. zv. 2800×,

##### Tabuľka XXI

- Obr. 1—3 *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT.) PF. in TH. PF.,
- Obr. 4 *Polyvestibulopollenites verus* SEM zv. 3700×,
- Obr. 5 *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT.) PF. in TH. PF., SEM det. 9000×,
- Obr. 6 *Polyvestibulopollenites verus* SEM zv. 3500×,
- Obr. 7 *Polyvestibulopollenites verus* (R. POT.) PF. in TH. PF., SEM det. zv. 10 000×.

##### Tabuľka XXII

- Obr. 1 *Triatriopollenites rurensis* PF. TH.,
- Obr. 2 *Triatriopollenites rurensis* PF. TH. SEM 3500×,
- Obr. 3 *Triatriopollenites rurensis* PF. TH. SEM dr. 9000×,
- Obr. 4—5 *Platycaryopollenites minimus* PLANDEROVA,
- Obr. 6 *Ulmipollenites undulosus* WOLFF. SEM 3000×,
- Obr. 7—8 *Pterocaryapollenites stellatus* (R. POT.) THIERG.,
- Obr. 9 *Carpinuspollenites carpinoides* (PF.) NAGY

##### Tabuľka XXIII

- Obr. 1 *Quercoidites roburoides* (R. POT.) NAGY,
- Obr. 2 *Quercoidites roburoides* SEM 3300×,
- Obr. 3 *Quercoidites ruboroides* SEM det. 9000×,

- Obr. 4 *Tricolporopollenites asper* TH. PF.,  
Obr. 5—6 *Ilexpollenites iliacus* (R. POT.) THIERG.,  
Obr. 7—8 *Tricolporopollenites marcodurensis* TH. PF.,  
Obr. 9 *Rhoipites pseudocingulum* (MAMCZAR) TH. PF.,  
Obr. 10—11 *Hedera* sp.,  
Obr. 12 *Ononis pinosa* L.,  
Obr. 13 *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. ssp. *oviformis* (R. POT.) TH. PF.

Tabulka XXIV

- Obr. 1—3 *Araliaceipollenites reticuloides* THIELE—PFEIFFER,  
Obr. 4—5 *Cornus mas.* L.,  
Obr. 6 *Graminidites media* (COOKSON), W. KR.,  
Obr. 7 *Aceripollenites reticulatus* NAGY SEM zv. 4300×,  
Obr. 8 *Aceripollenites reticulatus* NAGY SEM zv. 1200×,  
Obr. 9 *Monogemmites pseudosetarius* (WEYL. et PF.) W. KR.



Miroslav Bielik — Oto Fusán — Jozef Plančár — Anna Biela — Igor Túnyi

## Niektoré nové poznatky o hlbínnej stavbe podunajskej panvy

9 obr., angl. resumé

**Abstract.** Presented is geophysical characteristic of the Danube Basin, of its pre-Tertiary basement and subsurface structure, based on analysis of gravity and magnetic fields.

### Úvod

Tretiohorné sedimenty podunajskej panvy, a neskoršie aj ich podložie, boli objektom záujmu z hľadiska tekutých, plyných i pevných palív a v ostatných rokoch aj z hľadiska geotermálnej energie. Svedčia o tom súborné práce: T. BUDAY (1961, 1963), J. IBRMAJER—L. MOTTLOVÁ (1963), T. BUDAY—E. MENCÍK—V. ŠPIČKA (1965), I. PAGAC (1965), T. BUDAY—V. ŠPIČKA (1967), B. GAZA—M. BEINHAUEROVÁ (1976, 1977), O. FUSÁN et al. (1971), O. FUSÁN—A. BIELY—J. PLANČAR (1979), O. FUSÁN—J. IBRMAJER—J. PLANČAR (1979), A. BIELA (1978), L. ZBORIL et al. (1972, 1977), A. BIELA (1980), L. POSPÍŠIL (1980), F. ČECH (1982) a mnohých iných. Nadväzujúc na ich dosiahnuté výsledky snažíme sa v našej práci podať podrobnejší obraz geofyzikálnej charakteristiky podunajskej panvy, jej predtretiohorného podložia i hlbínnej stavby, a to pomocou analýzy a rozboru hlavne tiažových i magnetických údajov. V jej závere potom na základe získaných poznatkov a výsledkov kvalitatívnej interpretácie podávame aj interpretáciu kvantitatívnu. V rámci nej je uvedený trojrozmerný model anomálneho telesa vyvolávajúceho kolárovskú tiažovú anomáliu, dvojrozmerný hustotný model zemskou kôrou i jej schematický hlbinný geologický rez pozdĺž profilu P—V prechádzajúceho centrálnou časťou panvy.

RNDr. M. Bielik, CSc., Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 842 28 Bratislava.

RNDr. O. Fusán, DrSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

† RNDr. J. Plančár, DrSc., RNDr. A. Biela, CSc., Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta, 842 28, Bratislava.

RNDr. I. Túnyi, CSc., Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta, 842 28 Bratislava.

## Geofyzikálno-geologická charakteristika podunajskej panvy

Podunajská panva leží na rozhraní geologicky odlišných jednotiek s rôznym stupňom konsolidácie — alpskej, západokarpatskej a panónskej. Podľa T. BUDAYA (1963) patrí južná časť podunajskej panvy k typu superponovaných paniev, severná časť k typu pozdĺžnych paniev s dedičnou štruktúrou, ktorá ako celok vznikla zjednotením predbádenských a bádenských paniev rýchlym poklesom v pliocéne.

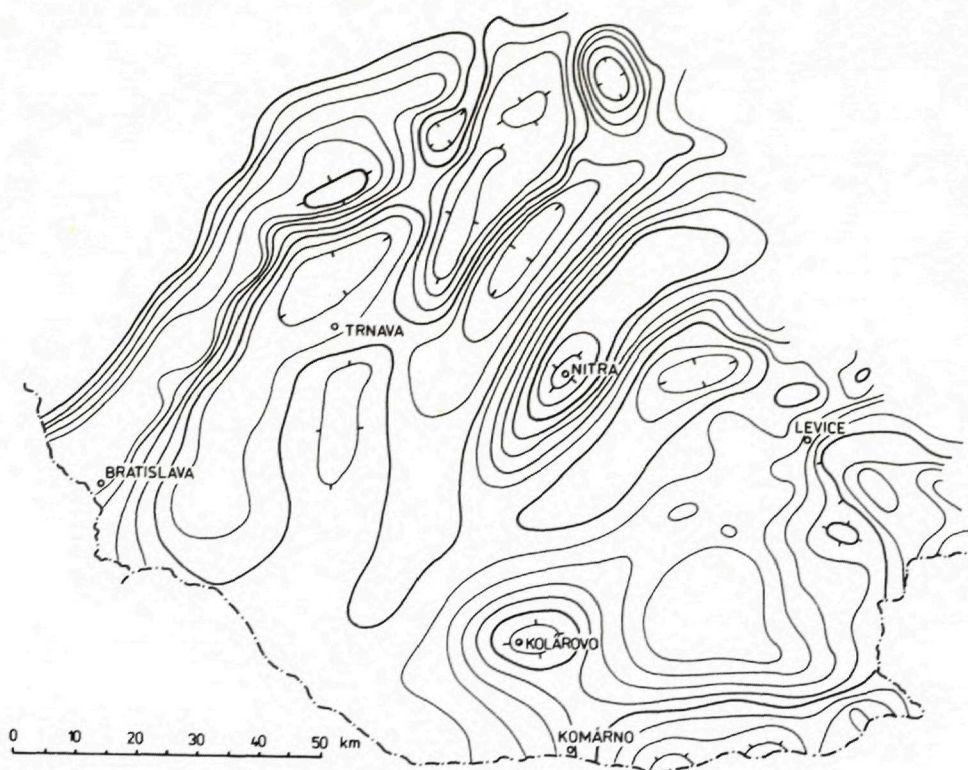
Na mapách úplných Bouguerových anomálií (J. IBRMAJER 1961) i na odvodených mapách reziduálnych a regionálnych anomálií (O. FUSÁN et al. 1971, M. BIELIK 1980) je podunajská panva ohraničená výraznými gradientmi tiaže. Na jej severozápadnom okraji obsahuje maximálny gradient hodnoty  $80 \mu\text{ms}^{-2}/\text{km}$ , na severnom  $20\text{--}50 \mu\text{ms}^{-2}/\text{km}$  a severovýchodnom  $40\text{--}60 \mu\text{ms}^{-2}/\text{km}$ . Tento jav sa veľmi pekne zobrazuje aj na mapách indikácií hustotných nehomogenít (J. ŠEFARA et al. 1984). Ide o výrazné hustotné rozhrania, ktoré vymedzujú rozsah tejto panvy. Zo severozápadnej strany je to zlomové pásmo prebiehajúce po západnom okraji pohoria Malých Karpát a zo severovýchodu je to štiavnicko-přerovský hlbinný zlom. Z československého územia podunajskej panvy izoanomály plynule pokračujú do Maďarska, bez výraznejších horizontálnych gradientov tiaže.

Podunajskú panvu možno vzhľadom na charakter tiažového poľa (obr. 1) rozdeliť na dve základné časti: severozápadnú a juhovýchodnú. Rozhranie medzi nimi prebieha zhruba na spojnici Komárno—Levice, keďže v tomto priestore sa nachádza zóna výraznej zmeny charakteru anomálneho poľa. V severozápadnej časti majú izoanomály, okrem izometrickej anomálie rozprestierajúcej sa v okolí Kolárova, prevládajúci smer SV—JZ, zatiaľ čo v juhovýchodnej časti sa smer izoanomál mení do smerov Z—V, S—J až SZ—JV.

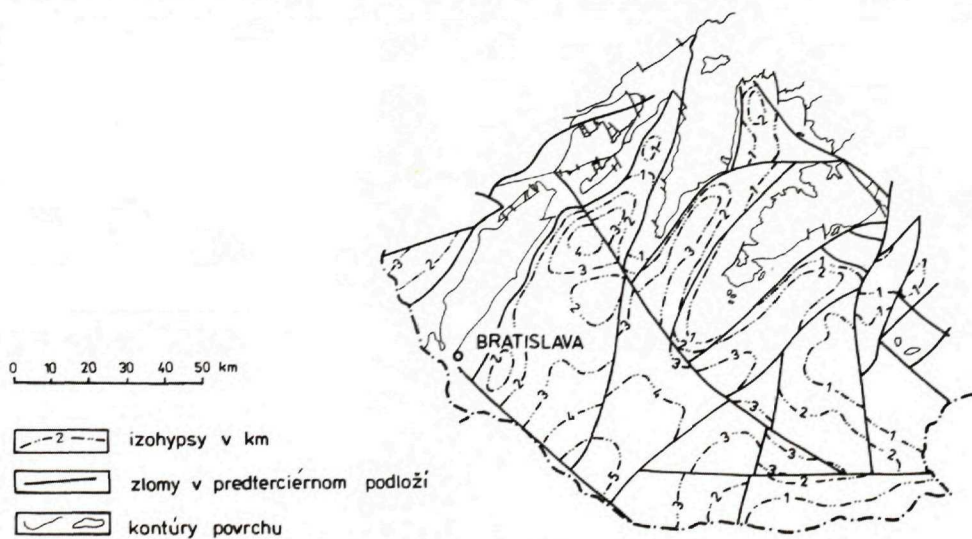
Severozápadná časť je charakterizovaná striedaním zón záporných a kladných anomálií. Najväčšie a najrozsiahlejšie záporné anomálie vystupujú v priestoroch piešťanského, topoľčianskeho a zlatomoravského zálivu. Tvoria ich hrubšie ľahšie neogénne sedimenty. V jednotlivých zálivoch možno pozorovať aj čiastkové minima tiažového poľa (napr. pri Ivánke pri Dunaji, Blatnej pri Trnave, Piešťanoch, Bánovciach n. Bebravou, Rišňovciach, Čajkove), ktoré sú vyvolané lokálnymi depresiami predtreťohorného podložja (Z. ADAM—M. DLABAC 1961, A. ŠŤTOR 1971, M. BIELIK 1980). Naopak, kladné anomálie možno pozorovať v oblastiach výrazných morfológických elevácií predtreťohorného podložja v zakrytej časti Považského Inovca a Trábeča. Ich existenciu v podstate vysvetľujeme prítomnosťou hustotne ťažších kryštalinických a mezozoických hornín v menšej hĺbke. Charakter tiažového poľa teda pomerne dobre zodpovedá reliéfu predtreťohorného podložja (obr. 2). Neplatí to však už pre najjužnejšiu oblasť tejto časti, v ktorej najvýraznejším prvkom poľa je kladná kolárovská tiažová anomália. Na tvorbe tiažového poľa sa tu podieľajú v maximálnej miere hustotné nehomogenity v podloží, resp. v hlbinnnej stavbe.

Juhovýchodná časť sa vyznačuje iným usporiadaním anomálneho poľa, rovnako však primeraným vzťahom k reliéfu predtreťohorného podložja. Najrozsiahlejšou štruktúrou tiažového poľa (J. ŠEFARA et al. 1984) je záporná anomália v priestore





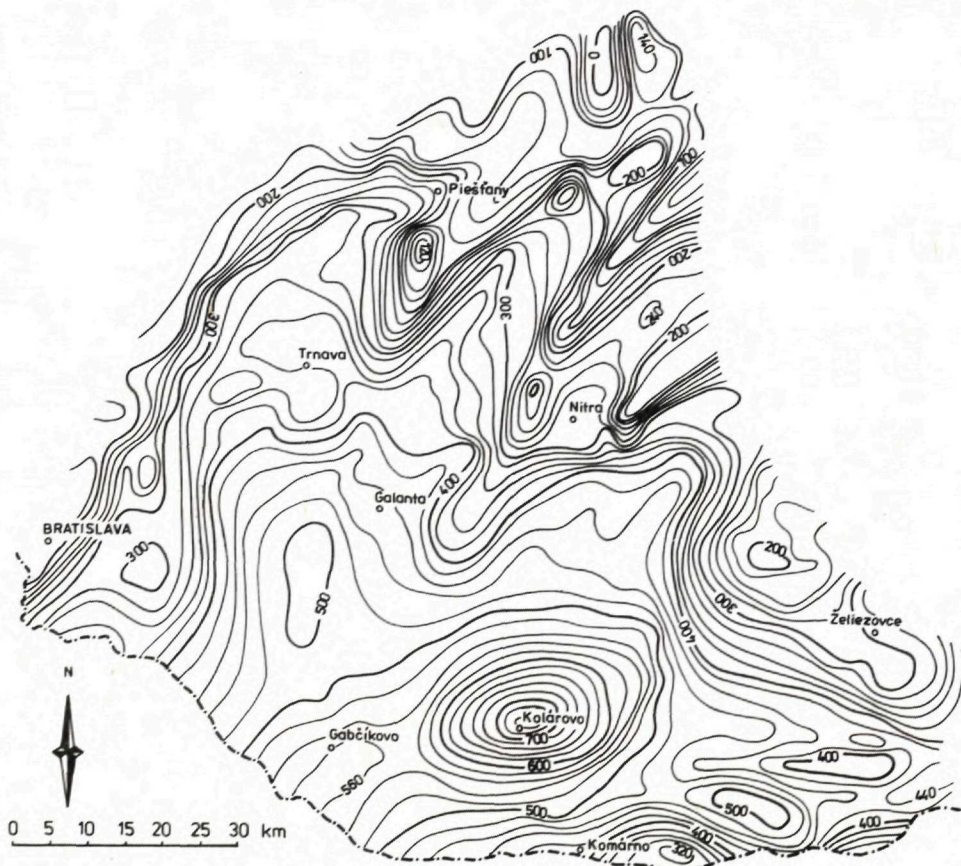
Obr. 1 Schéma tiažového poľa podunajskej panvy (podľa J. IBRMAJERA 1961)



Obr. 2 Schéma reliéfu predterciorného podložia podunajskej panvy (J. PLANČAR et al. 1980)

dubnickej plošiny, ktorá na severovýchode nadväzuje na štruktúry v oblasti stredo-slovenských neovulkanitov. Z juhu ju ohraničuje kladné anomálne pásmo smeru V—Z, spôsobené mezozoikom komárňanskej vysokej kryhy.

Veľmi cenným podkladovým materiálom pre analýzu tiažového poľa sa ukázala byť tzv. odkrytá tiažová mapa juhozápadného Slovenska (M. BIELIK 1983), ktorej časť možno vidieť na obr. 3. V anomálnom poli tejto mapy sú zobrazené prejavy štruktúr v predtreťohornom podloží, na základe čoho môžeme lepšie uvažovať o hlbšej geologickej stavbe skúmanej oblasti. Najcharakteristickejším rysom mapy je plošne rozsiahla elevácia s centrálnou časťou približne 1 km sv. od obce Kolárovo, kde amplitúda dosahuje hodnoty až  $740 \mu\text{ms}^2$ . Ide teda o tú istú kolárovskeú tiažovú anomáliu, avšak na tejto mape sa jej rozsah i intenzita podstatne zväčšili. Táto rozsiahla a výrazná hlavná anomália nás vedie k predpokladu existencie hustotne ťažších bázických až ultrabázických hmôt v celej južnej časti podunajskej panvy, pričom najbližšie k povrchu vystupujú práve v oblasti obce



Obr. 3 Odkrytá tiažová mapa (M. BIELIK 1983)



Kolárovo. Tento predpoklad podporuje aj skutočnosť, že záporné anomálie vyskytujúce sa v mape úplných Bouguerových anomálií celkom vymiznú z tiažového obrazu odkrytej mapy.

Vo vývoji podunajskej panvy zohrala podstatnú úlohu zlomová tektonika, ktorá má odraz v lineárnych prvkoch tiažového poľa. Na línii Komárno—Poprad sa prejavuje v tiažovom poli výrazné hustotné hlbinné rozhranie, ktoré bolo interpretované ako hlbinný veporský zlom (O. FUSÁN—J. IBRMAJER—J. PLANČAR 1979). Smerom na JZ na území Maďarska nadväzuje na rábsku línii. Tento zlom rozdeľuje podunajskú panvu na dve už spomínané základné časti, severozápadnú patriacu k podunajskému bloku a juhovýchodnú patriacu k rudohorsko-pilišskému bloku.

V podunajskom bloku významnú úlohu zohral dobrovodský zlom. Prebieha od Brna juhovýchodným smerom do depresie medzi Brezovskými a Pezinskými Karpatami, ďalej do priestoru južne od Hlohovca, Nitry, k Novým Zámkom a k Štúrovu. V oblasti podunajskej panvy ho označil T. BUDAY (1963) ako ľudinskú línii. Južne od Hlohovca zakrytú eleváciu Považského Inovca oddeľuje neogénnymi sedimentmi od elevácie vynorenej. Taktiež elevácia Tríbeča končí na ňom pod neogénnymi sedimentmi v hĺbke približne 2000 m, pri Trnenci. Priebeh tohto zlomu možno pomerne dobre sledovať na gravimetrických mapách, na ktorých sa prejavuje najmä nahustením izoanomál, ich sigmoidálnymi ohybmi, ako aj rozdielnym celkovým charakterom poľa na jeho severovýchodnej a juhozápadnej strane. V priestore Malých Karpát pri Jablonici sa prejavuje miernym ohybom izoanomál a pri Trstíne ostrým sigmoidálnym ohybom izoanomál, ako aj ich značným nahustením, zvýrazňujúc depresiu medzi pezinskými a brezovskými Karpatami. Medzi Hlohovcom a Sereďou sa prejavuje tiažovou depresiou, ktorá oddeľuje povrchovú časť elevácie Považského Inovca od jeho elevačnej, avšak zakrytej časti medzi Sládkovičovom—Cíferom a Sereďou. V úseku medzi Šaľou a Novými Zámkami sa prejavuje relatívnou tiažovou depresiou ( $0—+60 \mu\text{ms}^{-2}$ ), oddeľujúcu eleváciu Tríbeča od výraznej kladnej kolárovskej anomálie (až  $280 \mu\text{ms}^{-2}$ ). Uvedené charakteristické znaky tiažového poľa dobrovodského zlomu sa prejavujú nielen na mapách úplných Bouguerových anomálií, ale aj na odvodených mapách regionálnych anomálií, tak pre väčšie polomery vystredenia, ako aj pre nízko-frekvenčné filtre o väčších vlnových dĺžkach. Z toho usudzujeme, že zlom zasahuje až do spodnej časti kôry.

V geologickej stavbe predtreťohorného podložia sa prejavuje tento zlom tým, že na severovýchod od neho je podložie vo výbežkoch podunajskej panvy, t. j. v piešťanskom, topoľčianskom a zlatomoravskom zálive, budované hlavne tektonickými jednotkami vnútrokarpatského mezozoika, zatiaľ čo kryštalinikum je tu zastúpené podradne. Na juhozápadnej strane od zlomu, t. j. v priestore centrálnej depresie podunajskej panvy je podložie budované kryštalinikom tatrika. To znamená, že pozdĺž tohto zlomu sa juhozápadná časť v treťohorách až do bádenu dvíhala a bola denudovaná až na kryštalinikum; severovýchodná časť poklesávala, v dôsledku čoho sa tu zachovalo mezozoikum. Počnúc bádénom nastala opačná tendencia — juhozápadná časť bloku poklesávala, severovýchodná stúpala.

Vo východnej časti podunajskej panvy patriacej rudohorsko-pilišskému bloku významnú úlohu v treťohorách zohral hurbanovský zlom (O. FUSÁN et al. 1971). Na povrchu sa neprejavuje, pretože je zakrytý kvartérnymi sedimentmi. Jeho priebeh



bol stanovený na základe analýzy tiažového poľa, výsledkov seizmických meraní a výsledkov vrtoŧ, ktoré zastihli predtreťohorné podložie v jeho širšom okolí. Na mapách úplných Bouguerových anomálií a na mapách z nich odvodených sa prejavuje výrazným nahustením izoanomál, kde gradient dosahuje až  $40 \mu\text{ms}^{-2}/\text{km}$ . Prebieha smerom Z—V od Salky k Hurbanovu. Ďalej na západ sa jeho priebeh na gravimetrických mapách zreteľne neprejavuje, avšak podľa rozloženia anomálneho tiažového poľa možno predpokladať jeho pokračovanie až do gabčíkovej depresie, v miestach medzi kolárovsou kladnou anomáliou vyvolanou hlbinným bázickým telesom a kladnou anomáliou západne od Komárna spôsobenou mezozoickými komplexmi Maďarského stredohoria. Od Salky pokračuje na východ na maďarské územie až do oblasti Matry.

V reliéfe predtreťohorného podložia sleduje hurbanovský zlom hlbokú brázdú siahajúcu až do 3000 m hĺbky a oddeľuje dve základné tektonické jednotky pod treťohorným pokryvom. Vrt pri Dubníku (D-1) severne od hurbanovského zlomu zasiahol predtreťohorné podložie v hĺbke 2607 m, vrty pri Kolárove (K-2, K-3, K-4) v hĺbkach 3050, 2690, 2640 m. Vo všetkých týchto vrtoch bolo zastihnuté kryštalinikum veporika. Na juh od hurbanovského zlomu medzi Komárnom a Štúrovom v podloží treťohôr sa nachádzajú rôzne členy mezozoika, ktoré predstavuje ponorné severné svahy pohoria Gerecse, stupňovite poklesávajúce k severu až k hurbanovskému zlomu. Mezozoikum bolo zasiahnuté vo vrtoch FGK-1 (v hĺbke 1702 m), M-1 (1140 m), Ko-2 (565 m), Ko-1 (424 m), Sb-1 (129 m), FGKr-1 (326 m), M-3 (876 m), 0-1 (358 m), 0-2 (696 m), 0-3 (736 m), 0-4 (814 m), 0-7 (354 m), 0-11 (629 m), 0-12 (654 m), Š-1 (724 m), FGŠ-1 (77 m). Podložie mezozoika v blízkosti hurbanovského zlomu a severozápadne od Komárna, tvoria nemetamorfované paleozoické sedimenty. Boli zistené pri Modranoch (vrt M-2) v hĺbke 2455 m (pieskovce a pestré bridlice permu) a pri Zelenom Háji (vrt ZH-1) v hĺbke 1608 m (vápence a rádiolarity devónu; A. BIELY—A. KULLMANOVÁ 1979).

Hurbanovský zlom delí juhovýchodnú časť podunajskej panvy na dve časti, severnú budovanú hlavne kryštalinikom veporika, na ktorom sú severnejšie zachované reliqky jeho mezozoického obalu a vyšších príkrovov, a južnú tvorenú najmä mezozoikom a čiastočne paleozoikom Maďarského stredohoria, ktoré je voči veporiku v príkrovej pozícii (ide pravdepodobne o ekvivalent silicika). Príkrovová plocha je v substráte poklesnutá pozdĺž hurbanovského zlomu.

Z celkovej analýzy vyplýva, že charakter dnešného predtreťohorného reliéfu podunajskej panvy je silne ovplyvnený zlomami prejavujúcimi sa najmä v smere SV—JZ až SSV—JJZ, SZ—JV; čiastočne v smere V—Z a S—J. Jednotlivé zlomy rozčleňujú podunajskú panvu na rad blokov a krýh (v zmysle O. FUSÁNA—J. IBRMAJERA—J. PLANČÁRA 1979). Sú doložené mnohými geologickými a v poslednom čase najmä geofyzikálnymi dokladmi (T. BUDAY 1961, O. FUSÁN et al. 1971, O. FUSÁN—J. IBRMAJER—J. PLANČÁR 1979, J. PLANČÁR et al. 1980, B. BERÁNEK et al. 1970, 1975, L. ZBOŘIL et al. 1972, 1977, I. BROUČEK 1975, V. KÁRNÍK et al. 1981, J. IBRMAJER 1961, 1978 a i.).

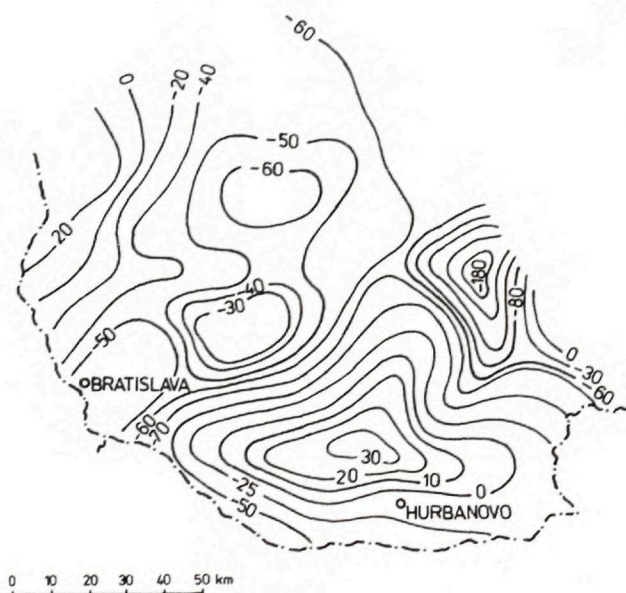
Pozdĺž týchto zlomov (J. KVITKOVIČ—J. PLANČÁR 1975, J. KVITKOVIČ—J. PLANČÁR—V. VYSKOČIL 1976) dochádzalo a dochádza dodnes k vertikálnym pohybom jednotlivých čiastkových blokov a krýh. Na mape súčasných pohybových



tendencií blokov Západných Karpát (J. KVITKOVIČ—J. PLANČAR 1979) sa poklesmi až  $-3$  mm/rok vyznačuje čiastkový blok sládkovičovský a prechodnú oblasť s poklesmi do  $-1$  mm/rok tvorí čiastkový blok zlatomoravský. Naopak, relatívnymi zdvihmi až  $-0,5$  mm/rok sa vyznačuje čiastkový blok malokarpatský, nedzovskoinovecký a trbečský, ako aj oblasť okolo Komárna. Tieto skutočnosti sú v súlade s vysokou mobilitou panvy a jej fundamentu.

Na mape izoanomál, totálnej intenzity magnetického poľa (O. MAN 1968) je podunajská panva charakterizovaná prevažne kladnými magnetickými anomáliami dosahujúcimi hodnoty 50 až 400 nT. Ich príčinou sú pravdepodobne horniny predtreťohorného podložja s vyššou magnetickou susceptibilitou. Plošne i intenzitou najväčšia má smer SZ—JV a rozprestiera sa zhruba medzi Galantou a Štúrovom. Záporné anomálie sa v podstate vyskytujú len v jej juhozápadnej a južnej časti. Hodnoty totálneho vektora magnetického poľa klesajú od juhu panvy smerom na sever. Celkove však hodnoty anomálneho poľa v podunajskej panve nie sú veľké. Vysvetlenie tohto javu treba hľadať vo veľkých hĺbkach zdrojov anomálií pod značnými hrúbkami sedimentárnych hornín, ktoré sa vyznačujú nízkou magnetickou susceptibilitou (V. BUCHA et al. 1984).

Zaujímavý je tiež podrobnejší pohľad na mapu magnetických anomálií (obr. 4) odvodenú M. HVOŽDAROM a J. TŮNYM (1978). Izoanomály predstavujú rozdiel hodnôt totálnej indukcie magnetického poľa nameraného pri magnetickom mapovaní Slovenska pre epochu 1967.5 a medzinárodného geomagnetického poľa tej

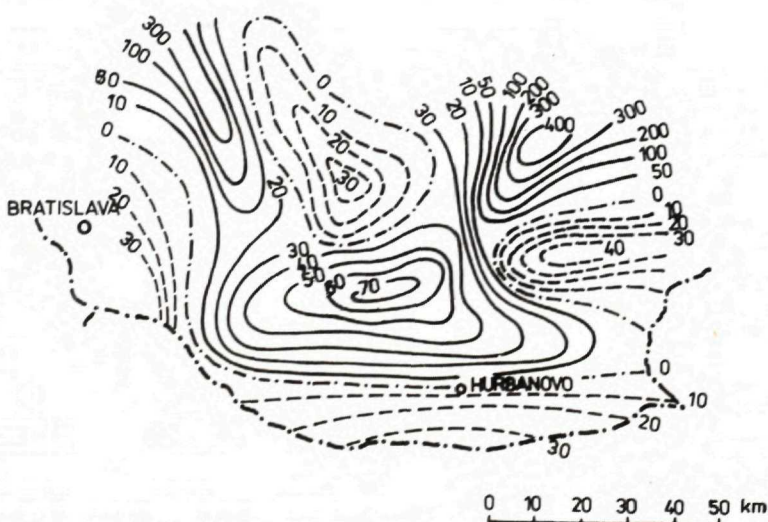


Obr. 4 Mapa magnetických anomálií podunajskej panvy pre epochu 1967.5 (M. HVOŽDARA—I. TŮNYI 1978)

istej epochy. Magnetické mapovanie Slovenska vykonali S. KRAJČOVIČ a N. NÉMETH (1972), medzinárodné geomagnetické referenčné pole (IGRF) bolo prevzaté z článku T. RIKITAKEHO (1971). Keď porovnáme kolárovske tiažové anomálie odkrytej mapy (M. BIELIK 1983) s anomálnym geomagnetickým poľom tejto mapy, vidíme, že regionálna magnetická anomália (jej najcharakteristickejší prvok), na rozdiel od vyššie popisovanej aeromagnetickkej mapy (O. MAN, l. c.), plošne lepšie súhlasí s tiažovou. Tento jav potvrdzuje aj ďalšia mapa geomagnetického anomálneho poľa (obr. 5) podunajskej panvy odvodená pre tú istú epochu 1967.5. Normálne pole bolo však vypočítané podľa vzťahu (odvodeného M. HVOŽDAROM a I. TŮNYM 1978):

$$T_{1967,5}^N = 47271,02 + 139,79 (\varphi - 47,87) + 86,01 (\lambda - 18,19) + \\ + 102,14 (\varphi - 47,87)^2 - 39,6 (\varphi - 47,87) (\lambda - 18,19) + \\ + 7,65 (\lambda - 18,19)^2.$$

Ďalší zaujímavý poznatok o magnetickom poli Podunajskej nížiny získal I. TŮNY (1977). Porovnával sekulárny chod ročných priemerov geomagnetických elementov z observatória v Hurbanove so sekulárnymi chodmi rovnakých zložiek poľa observatórií Praha, Mnichov a Postupim. Bolo zistené, že Geomagnetické observatórium v Hurbanove vykazuje v sekulárnej variácii väčšie anomálie než ostatné skúmané observatóriá. Poukazuje to opäť na väčšiu dynamiku magnetického poľa v tejto oblasti.

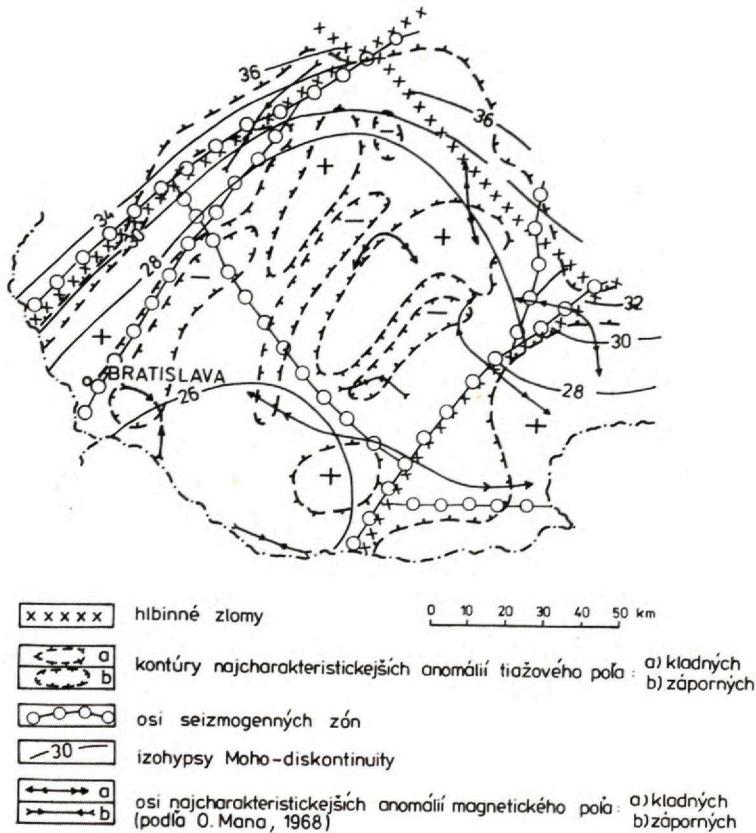


Obr. 5 Mapa magnetických anomálií podunajskej panvy pre epochu 1967.5 (M. HVOŽDARA—I. TŮNY 1978)



## Kvantitatívna interpretácia hlbínnej stavby podunajskej panvy

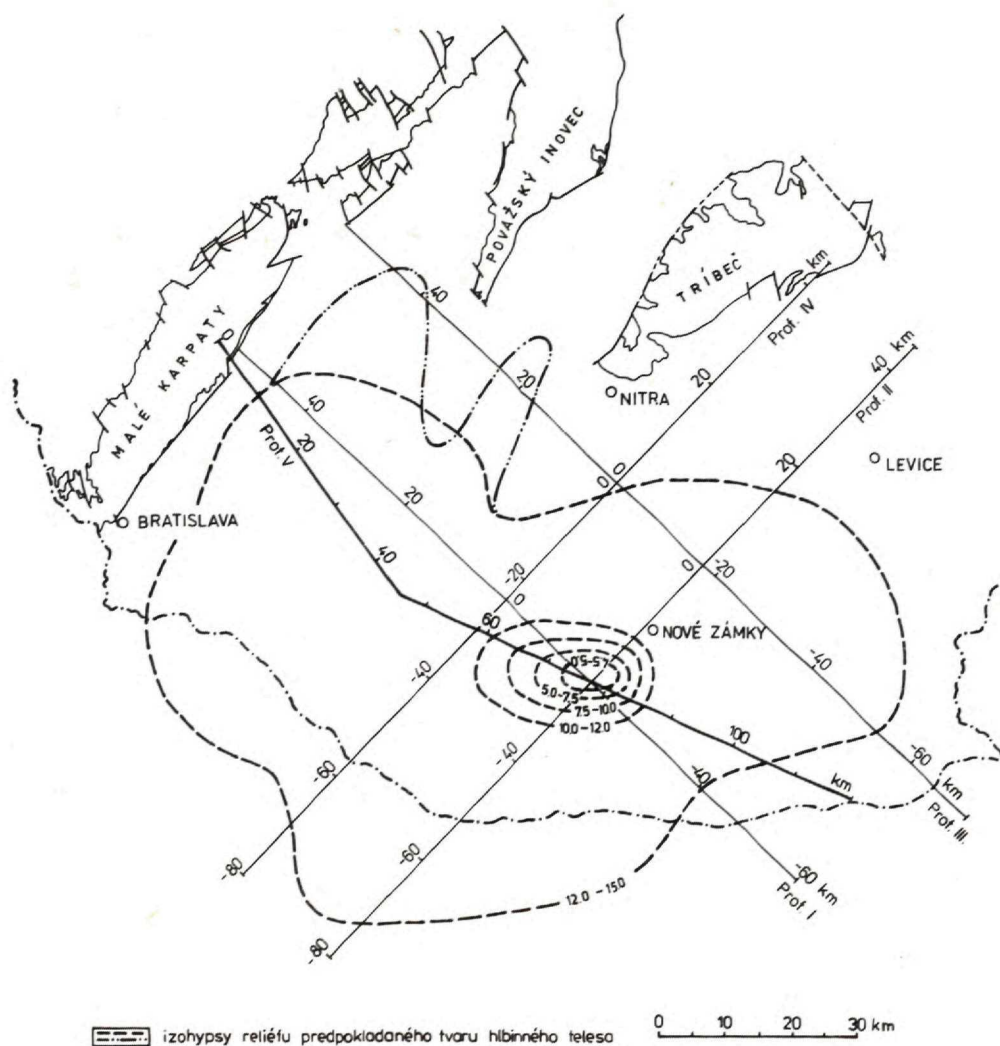
Na základe rozboru a analýzy geofyzikálnych údajov (obr. 6) i geologických poznatkov o podunajskej panve sme najskôr zostavili trojrozmerný model anomálneho hlbinného telesa vyvolávajúceho kolárovskú tiažovú anomáliu. Interpretácia bola vykonaná metódou modelovania hustotných nehomogenít (M. BIELIK 1984), pri ktorej výpočet  $V_z$  elementárneho n-bokého hranola je urobený podľa prác M. TALWANIHO—M. EWINGA (1960), M. SMÍŠKA et al. (1970) a M. ŠKORVANKA—V. POHÁNKU (1977). Kontúry izohyps modelovaného telesa boli pozdĺž profilov P-I, II, III, IV prechádzajúcich naprieč podunajskou panvou, upravované na základe korelácie medzi jeho vypočítaným gravitačným účinkom a tiažovým poľom odkrytej gravimetrickej mapy (M. BIELIK 1983). Gravitačný účinok anomálneho telesa bol počítaný pre rôzne diferenčné hustoty, a to  $\Delta\sigma = 0.25, 0.30, 0.33, 0.40 \text{ kgdm}^{-3}$  (M. BIELIK 1984). Výsledné kontúry izohyps predpokladaného anomálneho telesa



Obr. 6 Geofyzikálna schéma podunajskej panvy

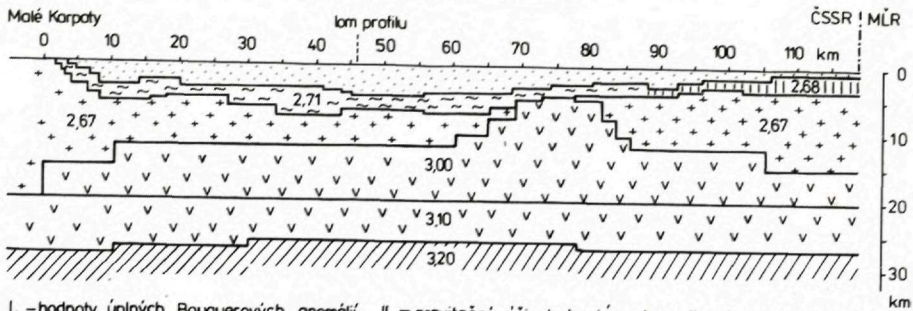
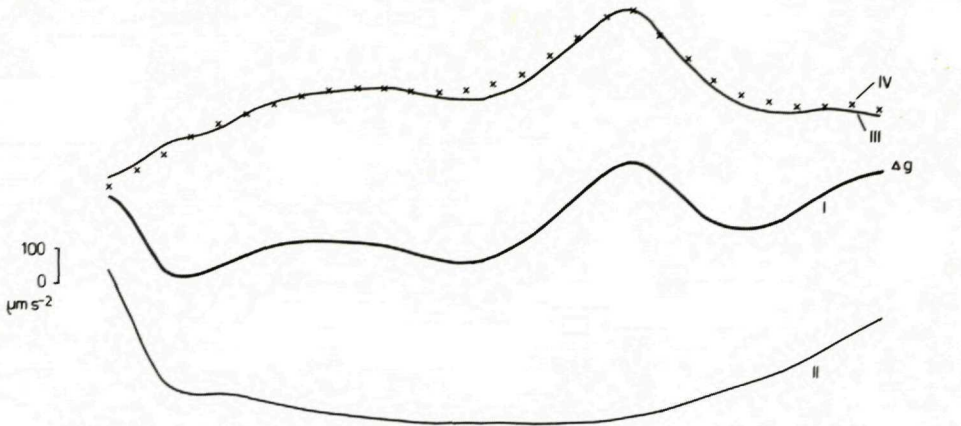
s diferenčnou hustotou  $\Delta\sigma = 0.30 \text{ kgdm}^{-3}$  sú znázornené na obr. 7. Z neho vyplýva, že vrchný okraj telesa s centrom v oblasti Kolárova sa pohybuje v hĺbke približne 4.5—5.0 km. Z tohto územia na všetky strany pomerne strmo klesá do hĺbok zhruba 10—12 km (vo v. a jv. smere o niečo prudšie), pričom jeho ďalšie ponáranie do väčších hĺbok (približne 20 km) je už podstatne miernejšie.

Za zmienku stojí ešte vykreslený druhý variant priebehu izohypsy 12—15 km hlbinného telesa v sz. časti panve, ktorý sme zvolili na overenie predpokladu, či anomálne teleso čiastočne nezasahuje v hĺbke až do priestoru piešťanského a topoľ-



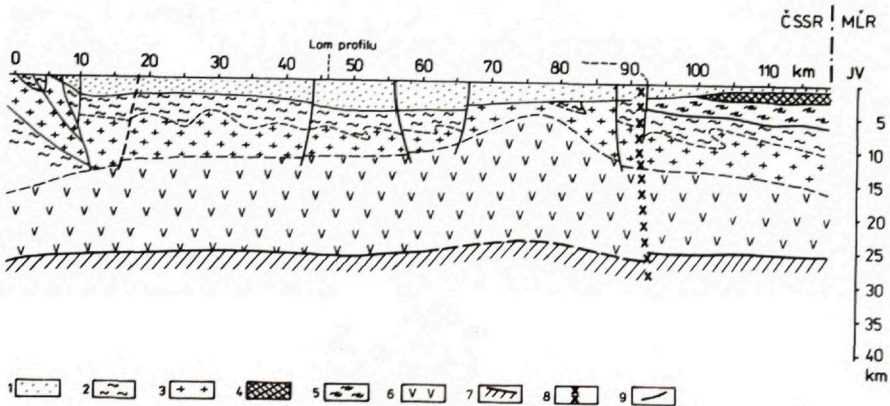
Obr. 7 Schematický model hlbinného telesa





I. - hodnoty úplných Bouguerových anomálií, II - gravitačný účinok terciérnych sedimentov, III - hodnoty odkrytej ťažovej mapy, IV - vypočítaný grav. účinok hustotného modelu.

Obr. 8 Hustotný model profilu P-V



1-terciérne sedimenty, 2-kryštálické bridlice, 3-granitidy Západných Karpát, 4-mezozoikum Maďarského stredohoria, 5-paleozoikum Maďarského stredohoria, 6-bazaltová vrstva, 7-vrchný pľasť, 8-hlbinné zlomy, 9-zlomy.

Obr. 9 Schematický hlbinný geologický profil P-V

čianskeho zálivu. Vzhľadom na to, že gravitačný účinok telesa sa v tejto oblasti podstatne nezmenil, je overenie tohto predpokladu metódou modelovania hustotných nehomogenít problematické. Overenie predpokladu si vyžaduje ďalšie geofyzikálne, resp. geologické údaje.

Zatiaľ čo trojrozmerné modelovanie nezohľadňuje ďalšie nehomogenity v podloží trefohôr, na interpretovanom profile P-V (obr. 8) sú už modelované aj ostatné hustotné nehomogenity hlbinej stavby podunajskej panvy vrátane M-diskontinuity. Gravitačný účinok sedimentárnej vrstvy je už z hodnôt úplných Bouguerových anomálií (krivka I) odpočítaný, a nebol predmetom interpretácie. Rozloženie hustôt na profile čiastočne ukazuje zónu znížených hustôt v hĺbke približne 10 km, do ktorej v priestore Kolárova bolo nevyhnutné interpretovať teleso podstatne ťažšie.

Na základe poznatkov a dosiahnutých výsledkov o podunajskej panve sme potom vypracovali aj predbežný schematický hlbinný geologický rez tejto panvy pozdĺž profilu P-V (obr. 9).

## Záver

Predpokladáme, že interpretované ťažšie teleso v podloží podunajskej panvy predstavuje intrúziu bázického hlbinného telesa, ktoré vniklo pravdepodobne v miocéne pred bádénom do megaantiklinálnej štruktúry existujúcej už v paleogéne, ktorá oddeľovala sedimentačný priestor vnútrokarpatského paleogénu od panónskeho sedimentačného priestoru. Vznik tohto telesa mal pravdepodobne za následok poklesávanie priestoru podunajskej panvy od vrchného bádenu dodnes. Predpokladáme tiež, že vrchný okraj telesa predstavuje Conradovu diskontinuitu, čiže bázické teleso je súčasťou bazaltovej vrstvy.

Rozsah bázického telesa v korelácii s rozsahom podunajskej panvy a redukcia vrchných tektonických jednotiek bez prostredného podložia sú v zhode s predpokladaným vznikom a vplyvom na vývoj samotnej panvy.

## Literatúra

- ADAM, Z.—DLABAČ, M. 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věst. ÚÚG, 36, Praha.
- BERÁNEK, B. et al. 1970: Hlubinné seismické sondování. Manuskript — archiv Geofyziky, n. p., Brno, 1—169.
- BERÁNEK, B. et al. 1975: Rychlostní modely stavby zemské kůry v Českém masívu a Západních Karpatech. Sbor. geol. Věd, Užitá geofyzika, 13, Ústř. Úst. geol., Praha, 7—20.
- BIELA, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia Západných Karpát, 10, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELA, A. 1980: Stavba predterciérneho podložia podunajskej panvy. Rigorózna práca, Prírodoved. fak. UK, Bratislava 1—79.
- BIELIK, M. 1980: Separácia ťažového poľa pomocou metódy digitálnej filtrácie a jej použitie v praxi. Kandidátska dizertačná práca. Prírodovedecká fakulta UK — Bratislava.



- BIELIK, M. 1983: Odkrytá ťiažová mapa juhozápadného Slovenska. In: Problémy súčasnej gravimetrie. Liblice. GFÚ ČSAV Praha — Geofyzika, n. p., Brno, 174—181.
- BIELIK, M. 1984: Hlbinné teleso zemskej kôry v oblasti podunajskej panvy. In: Výzkum hlbinné geologickej stavby Československa. Loučná. Geofyzika, n. p., Brno (v tlači).
- BIELY, A.—KULLMANOVÁ, A. 1979: Výskyt devónskych sedimentov v podloží podunajskej panvy. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—38.
- BROUČEK, I. 1975: Mapa maximálnej intenzity zemetrasení na Slovensku. Mierka 1: 1 mil. Manuskript — archív Geofyzikálneho ústavu SAV, Bratislava.
- BUCHA, V. et al. 1984: Geomagnetické pole a krystalinikum západokarpatské predhľubne. In: Geofyzikálny model litosféry za období 1982—1983. GFÚ ČSAV Praha — Geofyzika, n. p., Brno, 1—118.
- BUDAY, T. 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. Geol. Práce, Zoš. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BUDAY, T. 1963: Některé nové poznatky o tektonice karpatských neogenních pánví. Sborník XIV. sjezdu čs. spol. pro min. a geol., Brno.
- BUDAY, T.—MENČÍK, J.—ŠPIČKA, V. 1965: Geológia podložia niektorých západokarpatských neogenných pánví. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—18.
- BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelom k poměrům v Podunajské pánvi. Západné Karpaty 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153—178.
- ČECH, F. 1982: Ložiská palív — vzťah k hlbinnéj stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—146.
- FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. Vied, rad ZK 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 173.
- FUSÁN, O.—BIELY, A.—PLANČÁR, J. 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Ciastková záverečná správa za r. 1979, Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J. 1979: Neotectonic blocks of the West Carpathians. In: Geodynamic investigations Czechoslovakia. Red. J. J. Vaněk. Bratislava, Vydav. Slov. Akad. Vied. 187—192.
- GAŽA, B.—BEINHAUEROVÁ, M. 1976: Príspevok ku geológii zlatomoraveckého zálivu. Mineralia slovac, 8, 3, Bratislava, 221—240.
- GAŽA, B.—BEINHAUEROVÁ, M. 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy. Mineralia slovac, 9, 4, Bratislava, 259—274.
- HVOŽDARA, M.—TŮNYI, I. 1978: Anomaliji geomagnetického polja v Slovákii. In: Electromagnetic field of the Earth. Veda, Bratislava, 119—132.
- IBRMAJER, J. 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v mēřítku 1: 200 000. Závěrečná zpráva ÚGF za roky 1957—1960. Geofond, Praha.
- IBRMAJER, J. 1978: Tíhové mapy ČSSR a jejich geologická interpretace. Doktorská dizertace. Univerzita Karlova. Fakulta přírodovědecká, Praha, 1—240.
- IBRMAJER, J.—MOTTLOVÁ, L. 1963: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. Sbor. geol. Věd., řada UG, 1, Praha, 69—96.
- KÁRNÍK, V. et al. 1981: Atlas of seismological maps. Central and Eastern Europe. Geogr. Úst. ČSAV, Praha, 1—49.
- KRAJČOVIČ, S.—NÉMETH, N. 1972: Distribution of the geomagnetic field in Slovakia for the epoch 1967. 5. Contr. Geophys. Inst. Slovak Acad. Sci., 3, Bratislava, 1—16.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinnéj geologickej stavbe Západných Karpát. Geogr. Čas. 27, 4, Bratislava, 309—323.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J.—VYSKOČIL, V. 1976: The Isostatic Conditions in Relation to the Recent Vertical Movements of the Earth's Crust in the West Carpathians. Geogr. Čas. 28, 2, Bratislava, 122—131.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1979: Recent Vertical Movement Tendencies of the Earth's Crust in the West Carpathians. Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 1—193.
- MAN, O. 1968: Aeromagnetická mapa ČSSR. Merítok 1: 1 000 000. Ústf. ústav geologický, Praha.
- PAGAČ, I. 1965: Príspevok ku geológii podložia terciéru Pod. panvy. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—26.
- PLANČÁR, J. et al. 1980: Výskum diskontinuit a blokovej stavby Západných Karpát geofyzikálnymi

- metódami. Závěrečná správa čiastkovej úlohy ŠPZV. Manuskript—archív Geofyzikálneho ústavu SAV, Bratislava.
- POSPÍŠIL, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. In: Výzkum hĺbinné geologické stavby Československa. Liblice. Geof. Úst. ČSAV, Praha — Geofyzika, n. p., Brno, 59—66.
- RIKITAKE, T. 1971: Geomagnetism. In: G. K. T. Conn, G. N. Fowler (Eds), Essays in Physics, New York—London, Academia Press, Vol. 3, 1—117.
- SMÍŠEK, M.—PLANČÁR, J.—KRŠÁK, J. 1970: Computation of the gravity effect three-dimensional bodies of arbitrary shape. Contr. of the Geophys. Inst., 2, Bratislava, 1—13.
- ŠEFARA, J.—TOMEK, Č.—FUSÁN, O.—OBERNAUER, D. 1984: Tiažové pole Československých Západných Karpát. In: Geofyzikální obraz ČSSR. J. Ibrmajer. Monografia, ÚÚG, Praha (v tlači).
- ŠEFARA, J. et al. 1984: Konštrukcia odkrytej gravimetrickej mapy vo vnútorných Západných Karpatoch — stav a problémy. In: Problémy súčasnej gravimetrie, Liblice. GFÚ ČSAV Praha — Geofyzika, n. p., Brno (v tlači).
- ŠKORVANEK, M.—POHÁNKA, V. 1977: Výpočet gravitačného účinku všeobecného hranola. In: Banické listy. Mimoriadne číslo. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava 1—258.
- ŠÚTOR, A. 1971: Príspevek k řešení stavby reliéfu předneogenního podloží v prostoru centrálních částí Vídeňské a Podunajské pánve. Kandidátska dizertační práce. Vysoká škola báňská. Fakulta hornicko-geologická, Ostrava, 1—99.
- TALWANI, M.—EWING, M. 1960: Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25, Tulsa, 1—203.
- TÚNYI, I. 1977: The application of the relation, derived by P. Mauersberger, for the time variation of Gauss'coefficients. Contr. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., 7, Bratislava, 1—95.
- ZBOŘIL, L. et al. 1972: Geofyzikálny výskum komárňanskej vysokej kryhy — oblasť Stúrovo. Čiastková záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1—32.
- ZBOŘIL, L. et al. 1977: Geofyzikálny výskum komárňanskej vysokej kryhy. Čiastková záverečná správa. Geofond, Bratislava.

Miroslav Bielík — Oto Fusán — † Jozef Plančár — Anna Biela — Igor Túnyi

## New information on subsurface structure of Danube Basin

### Summary

With respect to the character of the gravity field the Danube Basin may be divided into two principal parts: the northwestern and the southeastern. The boundary between the two parts is approximately on the connecting line between Komárno and Levice. It is seen on gravity maps as a conspicuous linear element of the gravity field, reflecting the deep density boundary. On SW it links up with the Ráb lineament on the Hungarian territory.

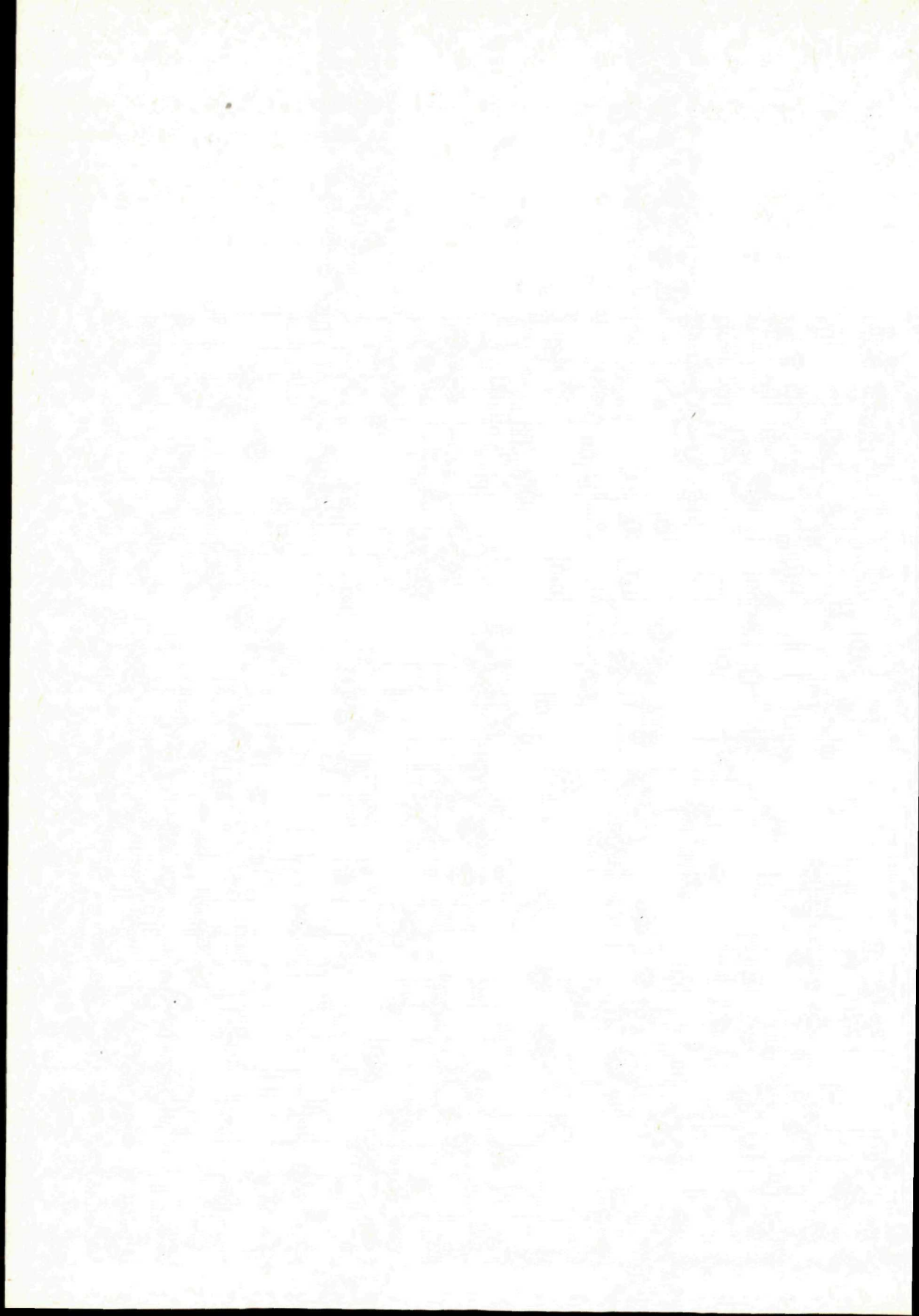
There are other two significant faults in the Danube Basin: the Dobrá Voda and the Hurbanovo faults. The first one is manifested in geologic structure of the pre-Tertiary basement by the fact that on the NE of the fault the basement mostly consists of tectonic units of the Inner-Carpathian Mesozoic and crystalline complexes are scarce. On the SW of the fault the basement consists of crystalline complexes of the Tatricum. The Hurbanovo fault in the relief of the pre-Tertiary basement divides the southeastern part of the Danube Basin in two parts. The northern part mostly consists of Veporic crystalline complexes with reliefs of its Mesozoic envelope in its northerner parts; and the southern part consisting mostly of the Mesozoic and partly of the Paleozoic of the Hungarian Mid-mountains, which is in an overthrust position to the Veporicum.

An areally extensive elevation with its central part about 1 km NE of the village of Kolárovo is the most characteristic feature of gravity map. The elevation may be indicative of the existence of heavier (with



respect to density) basic and ultrabasic matters deep in the entire southern part of the Danube Basin. These matters get nearest to the surface in the area of Kolárovo. This is also confirmed by quantitative interpretation of the elevation. Density of this subsurface body in the basement of the Danube Basin ranges from 2.90 to 3.05 kgdm<sup>-3</sup>. The inhomogeneous density gravitational field as seen on the profile P-V is partly indicative of a zone of decreasing densities at a depth of approx. 10 km where in the area of Kolárovo a substantially heavier body must have existed. We presume that the heavier body represents an intrusion of a basic subsurface body which intruded — most likely in the Miocene prior to the Badenian — a meganticlinal structure existing already in the Paleogene and dividing the depositional area of the Inner-Carpathian Paleogene from the Pannonian depositional area. The formation of the body was most likely followed by the subsidence of the area of the Danube Basin since the Upper Badenian time up to the present.

Translation E. Jassingerová





Dionýz Vass — Michal Elečko — Ján Pristaš

## Klenba Cerovej vrchoviny — — mladá štruktúra na južnom Slovensku

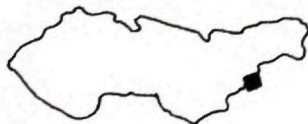
3 obr., angl. resumé

**Abstract.** On the ground of geologic, morphologic and hydrographic characters a young dome was defined in South Slovakia in the area of the Cerová vrchovina upland. The structure began doming in the Pliocene and in the Earliest Pleistocene. An intense doming followed after the Mindelian. The doming ended in the Early Würm.

Cerová vrchovina (obr. 1) je budovaná horninami egenburgu (fiľakovské súvrstvie), spodného otnangu (bukovinské súvrstvie) a vrchného otnangu (relikty šalgotarjánskeho súvrstvia). Najvyššie vrcholy vrchoviny budujú intruzívne andezitové telesá strednomiocénneho veku. Ploché hrebene vrchoviny budujú prúdy malých bazaltov plio-pleistocénneho veku (cerová bazaltová formácia) miestami podostlané piesčito-štrkovými sedimentmi riečneho pôvodu.

K vrchovine prifahlé kotliny Rimavská a Lučenská (obr. 1) sú vyplnené sedimentmi kíšcelu a egeru, zatiaľ čo mladšie spodnomiocénne horniny a mladé bazalty s výnimkou vulkanoklastík v kotlinách chýbajú (obr. 3).

Kotliny a Cerová vrchovina sú porušené zlomami. Štruktúrne, s ohľadom na zlomy, sa Cerová vrchovina voči prifahlým kotlinám nachádza na poklesnutom bloku, na ktorom boli pred eróziou uchránené horniny mladšie než horniny vystupujúce v kotlinách. Dnešná vrchovina však tvorí nad kotlinami morfológickú eleváciu. Aký tektonický fenomén podmienil morfológickú eleváciu Cerovej vrchoviny? Vzhľadom na tektoniku alpínskych molasových panví morfológická elevácia mohla vzniknúť buď v dôsledku pohybu po zlomoch, alebo klenbovým dvíhaním vrchoviny.



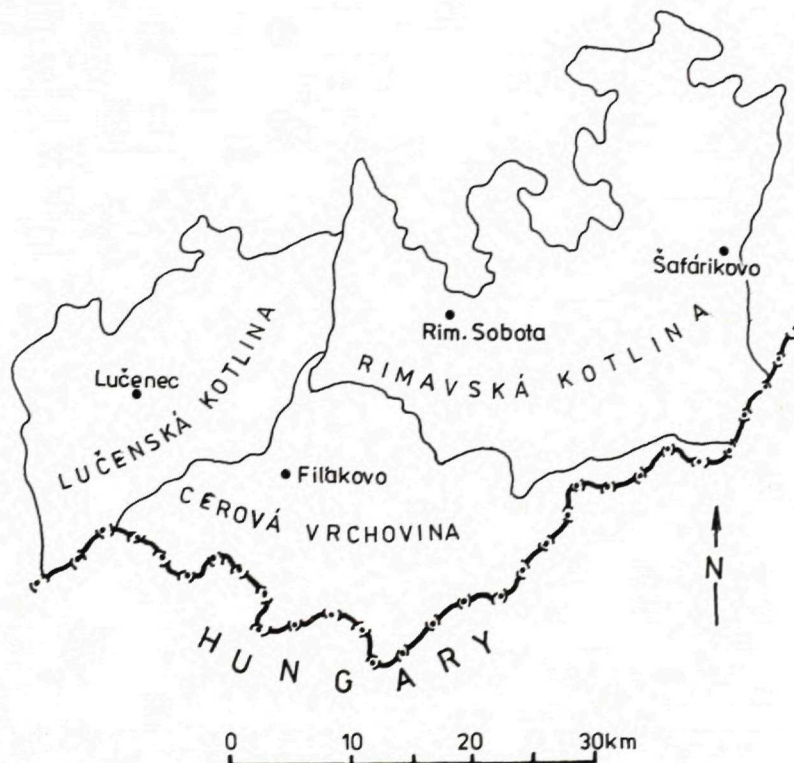
RNDr. Dionýz Vass, DrSc., RNDr. Michal Elečko, RNDr. Ján Pristaš, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava

Domnievame sa, že vznik vrchoviny je následkom klenbového dvíhania a že vrchovina z tektonického hľadiska predstavuje mladú klenbu. Na podporu tohoto názoru môžeme uviesť:

— Vrchovina má radiálnu riečnu sieť. Hrebeňová línia vrchoviny je súčasne chrbtom rozvodia Ipľa a Rimavy na jednej strane a Zagyvy na strane druhej. Toky na severnej strane vrchoviny tečú na S, SZ, SV, zatiaľ čo toky na južnej strane vrchoviny tečú na J a JV (obr. 2).

— Klenbu na S a SZ obmedzujú zlomy. Časť týchto zlomov má sklon súhlasný so sklonom svahov klenby a tieto zlomy umocňujú efekt vyklenovania. Sú to napospol mladé kvartérne zlomy, ktoré usmerňujú distribúciu kvartérnych sedimentov, podmieňujú vznik facetových plôch nad riečnymi nivami a sú príčinou vzniku močarísk a zamokrených plôch na pokleslých kryhách týchto zlomov. Iné zlomy, ako významný rapovský zlom na sz. okraji klenby (obr. 3) s hlbokým zásahom až do predtreťohorného podložja, sú uklonené opačne, t. j. k stredu klenby. Zlom neovplyvňuje dnešný reliéf.

— Zatiaľ čo v Rimavskej a Lučenskej kotline je sieť zlomov viac-menej pravidelná (staršie zlomy sv. smeru sú porušené mladšími zlomami sz. smeru), Cerovú



Obr. 1 Geomorfologické jednotky skúmaného územia (podľa E. MAZÚRA—M. LUKNIŠA 1978)

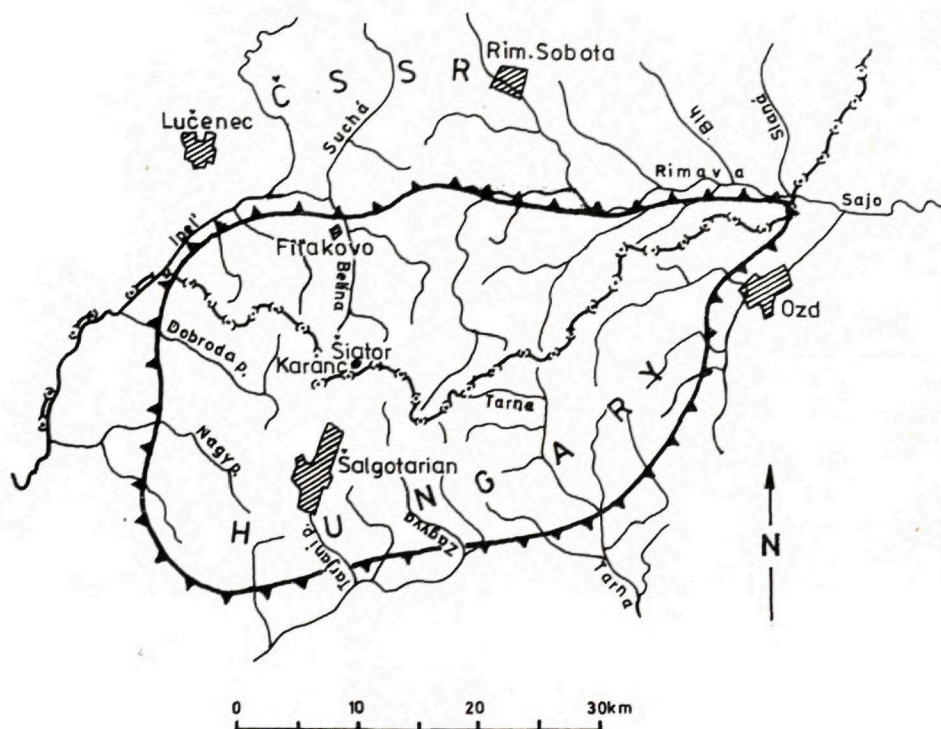


vrchovinu porušuje veľmi nepravidelná mozaika zlomov. Pokračovanie významných zlomov Rimavskej a Lučenskej kotliny je v tejto mozaike nezreteľné (obr. 3).

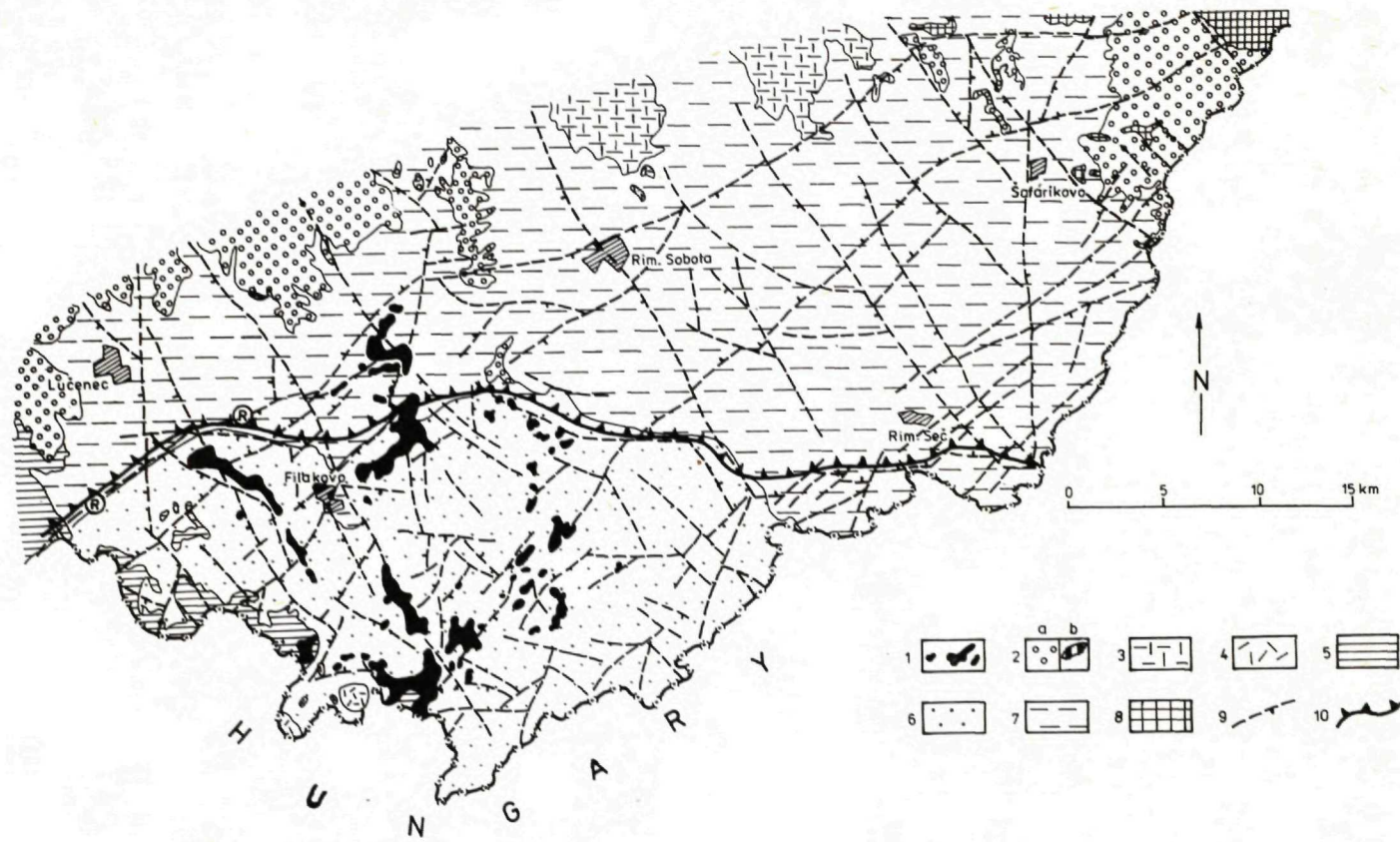
— Dnešný reliéf Cerovej vrchoviny je inverzný voči reliéfu pred výlevom bazaltov. Bazalty sa vyliali do dolín drénujúcich územie, čiže zaplňovali depresie a najnižšie miesta reliéfu okolo centier lávových výlevov. Územie sa teda muselo vyzdvihnúť, aby erózia mohla selektívne odstrániť pomerne mäkké sedimenty, a tak sa tvrdšie bazalty v novom reliéfe dostali do inverznej pozície, t. j. budujú hrebene dnešného reliéfu Cerovej vrchoviny.

Klenba Cerovej vrchoviny je mladá. Cerová vrchovina má mladý výrazný reliéf, ktorý sa vyznačuje ostro zarezanými dolinami tvaru V. Tento typ reliéfu výrazne kontrastuje s oblými formami reliéfu Rimavskej a Lučenskej kotliny.

Inverzná pozícia plio-pleistocénnych bazaltov, o ktorej sme sa zmienili už vyššie, naznačuje, že dnešný reliéf sa formoval v období štvrtohôr. Denudačný zrez klenby je mladý, lebo vo vrchole klenby sa nachádzajú pomerne najmladšie horniny (ak odhliadneme od vulkanických hornín, najmladšími sedimentmi Cerovej vrchoviny sú sedimenty otngangu). U starších klenbových štruktúr kde bolo viac času na denudačný zrez, vystupujú uprostred klenby pomerne najstaršie horniny. Ako



Obr. 2 Radiálna hydrografická sieť v oblasti klenby Cerovej vrchoviny  
1 — obrysy klenby





príklad takejto staršej klenby môžeme uviesť klenbu stredného toku Ipľa (Ipeľská kotlina). Klenba vznikla po bádene a v jej strednej časti sú obnažené pomerne najstaršie horniny (egerské a egenburské sedimenty), zatiaľ čo na obvode sú symetricky rozložené horniny mladšie (otnang — báden; D. VASS et al. 1979, str. 160).

Analýza distribúcie kvartérnych sedimentov a vývoja kvartérneho reliéfu umožňuje bližšie časovo vymedziť aktivitu klenby Cerovej vrchoviny.

Počiatkový výzdvih klenby nastal v mladom pliocéne a najstaršom pleistocéne. Vtedy sa reorganizovala riečna sieť. Niektoré toky, ktoré pôvodne tiekli na juh (čiže križovali os dnešnej klenby), zmenili smer na opačný, t. j. od centra klenby k okraju, čo je smer ich dnešných tokov (Belina, Gortva, Mučínsky potok).

Niektoré doliny reorganizovanej riečnej siete boli vyplnené bazaltmi, o čom svedčí sklon bázy lávových prúdov a ich celková konfigurácia. Bazalty, ako ukazujú rádiometricky určené veki, majú vrchnopliocénny a pleistocénny vek (K. BALOGH et al. 1981).

Výrazný výzdvih klenby nastal po mindeli. Mindelské terasy sú rozšírené ako na svahoch klenby (na s. a sz. okraji Cerovej vrchoviny), tak aj v Rimavskej a Lučenskej kotline. Avšak v dôsledku pomindelského výzdvihu klenby je morfológická pozícia terás na svahoch klenby vyššia než v kotlinách. Absencia riských terás na svahoch klenby potvrdzuje jej pokračujúce dvíhanie. Prvé príznaky stabilizácie klenby sú v období staršieho würmu. Dôkazom toho je prítomnosť starowürmských terás na svahoch klenby, pričom ich pozícia je totožná s pozíciou terás v Rimavskej a Lučenskej kotline.

Záverom možno konštatovať, že klenba Cerovej vrchoviny, ktorej existenciu dokazujú príznaky geologické, geomorfologické a hydrografické, vznikla v mladšom pliocéne — starom pleistocéne. Jej dvíhanie vrcholilo v období mindelu a rissu. V staršom würme sa klenba stabilizovala.

## Literatúra

- BALOGH, K.—MIHALIKOVÁ, A.—VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalt in Souther and Central Slovakia. Západné Karpaty, sér. geol. 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—126.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M. 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geograf. Časopis 30, 2, Bratislava, 101—125.
- VASS, D.—KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J. et al. 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—280.

---

Obr. 3 Štruktúrna schéma Cerovej vrchoviny a priľahlých častí Lučenskej a Rimavskej kotliny  
1 — Cerová vrchovina: bazaltová formácia prevažne čadičové prúdy; pliocén-pleistocén; 2 — a) Poltárske súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly; pont; b) Podrečianska bazaltová formácia: vulkanoklastiká; pont; 3 — Pokoradzské súvrstvie: andezitové vulkanoklastiká; stredný miocén; 4 — Andezitové intruzívne telesá; 5 — Bukovinské a šalgótarjárske súvrstvie vcelku: štrky, piesky, pestré íly, ryodacitové tufy, resp. piesky a íly s uhoľnými slojami; otnang. 6 — Fífakovské súvrstvie: prevažne pieskovce; egenburg; 7 — Lučenské súvrstvie: prevažne siltovce; eger; 8 — Predterciérne horniny vcelku; 9 — Zlomy, R — rapovský zlom; 10 — okraj klenby Cerovej vrchoviny

## Dome of Cerová vrchovina upland — young structure in South Slovakia

### Summary

The Cerová vrchovina upland is near the Czechoslovak — Hungarian frontier, SE of the town Lučenec (Fig. 1).

The upland resulted from doming uplift. The dome structure is proved by:

- a radial river system (Fig. 2),
- some marginal faults dipping to the centre of the dome and not participating in the forming of the present relief of the upland,
- the upland is dissected by an irregular system of faults whereas the adjacent Lučenská kotlina and Rimavská kotlina are mostly dissected by NW and NE faults (Fig. 3),
- relief of the Cerová vrchovina upland is inverse to the relief before basalt effusion. The basalts effused into valleys whereas in the present relief they form ridges of the Cerová vrchovina upland.

The dome is young. It is proved by:

- a conspicuous young relief with V-shaped valleys,
- the inverse position of Pliocene-Pleistocene basalts,
- the reorganization of the river system in the Late Pliocene and in the Earliest Pleistocene (some rivers flowed formerly southwards and now they flow northward, i. e. from the centre of the dome to its margin),
- a greater altitude of Mindelian terraces above sea level and the absence of Riss terraces in the area of the dome.

The dome ceased uplifting in the Early Würm. Bases of the Early-Würm terraces on the slopes of the dome and in adjacent depressions have the same altitude above sea level.

### Explanations of Text-Figures

Fig. 1 Geomorphologic units in the area under study (according to E. MAZÚR, M. LUKNIŠ 1978).

Fig. 2 Radial hydrographic system in the area of the dome of the Cerová vrchovina upland.

1 — contours of the dome.

Fig. 3 Structural scheme of the Cerová vrchovina upland and adjacent parts of the Lučenská and the Rimavská kotlina depressions.

1 — the Cerová basalt formation with dominant basalt flows: Pliocene — Pleistocene; 2 — a) the Poltár formation: gravels, sands, variegated clays; Pontian; 2 — b) the Podrečany basalt formation: volcanoclastics; Pontian; 3 — the Pokoradza formation: andesite volcanoclastics; Middle Miocene; 4 — andesite intrusive bodies; Middle Miocene; 5 — the Bukovinka and Salgótarján formations undivided; gravels, sands, variegated clays, rhyodacite tuffs, sands and clays with coal seams; Oligocene; 6 — the Filakovo formation with dominant sandstones; Eggenburgian; 7 — the Lučenec formation with dominant siltstones; Egerian; 8 — pre-Tertiary rocks undivided; 9 — faults; R — Rapovce fault; 10 — the northern margin of the dome of the Cerová vrchovina upland.

Translation E. Jassingerová



Imrich Vaškovský

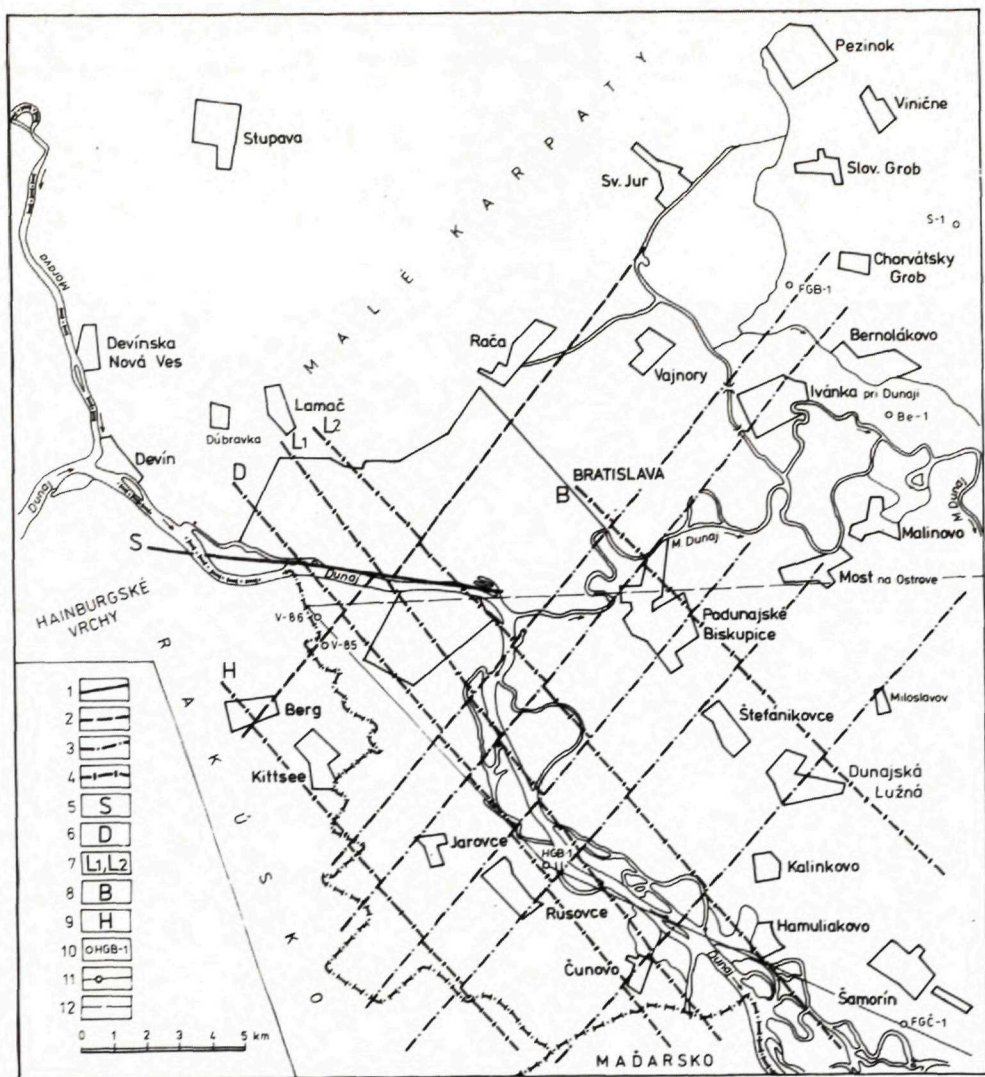
## Príspevok k tektonike územia veľkej Bratislavy-juh

4 obr., angl. resumé

**Abstract.** The synthesis of former opinions and data about the geologic structure of the area in the southern part of Veľká Bratislava and its surroundings is presented. Fault tectonics is emphasized. Main fault systems are distinguished and some faults are described. Discussed are the evolution and character of structural-tectonic elements in the pre-Neogene basement and in the Neogene-Quaternary filling, as well as partial activation of faults during the Quaternary period. In the final part of the paper are presented the distinguished fault structures (blocks) of the NE—SW fault system, and NW—SE structures are also mentioned.

Riešenie mnohých otázok súvisiacich s urbanizáciou Bratislavy, vyhľadávanie rôznych surovinových a energetických zdrojov, ďalej pitných a úžitkových vôd, v neposlednom rade aj riešenie problémov životného prostredia sa nemôže zaobísť bez poznania geologickej stavby. Pochopenie tejto stavby sa však nezaobíde bez vyjasnenia vývoja tektoniky, najmä zo širšieho regionálneho pohľadu. Avšak ozrejenie tohto problému je sťažené tým, že záujmové územie je na stykoch štátnych hraníc s Maďarskom a Rakúskom, odkiaľ máme len málo informácií, ale ani na našej strane sa viac rokov v tomto smere neprejavoval väčší záujem, takže riešenie geologickej stavby sa väčšinou obmedzovalo na útržkovité správy opierajúce sa o hydrogeologické a inžinierskogeologické vrty, prípadne geofyzikálne práce a pod.

V článku chceme podať syntézu doterajších náhľadov rôznych autorov a tiež svojich poznatkov o tektonike, predovšetkým z územia veľkej Bratislavy-juh. Toto územie, z hľadiska štruktúrno-tektonického v zmysle T. BUDAYA (1967), je jz. časťou podunajskej panvy považovanej za geotektonicky nehomogénnu, superponovanú depresiu so zakladaním vývoja v bádene, avšak s hlavnou pliocénnou výplňou. Na S—SZ sa bezprostredne stýka s horskou sústavou Malých Karpát, ktorých pokračovaním v jz., resp. v j. smere sú Hainburské vrchy v Rakúsku. Malé Karpaty a Hainburské vrchy sú od seba oddelené Devínskou bránou (prielom Dunaja), avšak podľa D. ANDRUSOVA (1951) pôvodne tvorili jednotnú súčasť alpsko-karpatskej sústavy.



Obr. 1 Prehľadná tektonická schéma územia Veľkej Bratislavy-juh a jeho okolia. Zostavil: I. Vaškovský, 1985. M = 1:100 000.

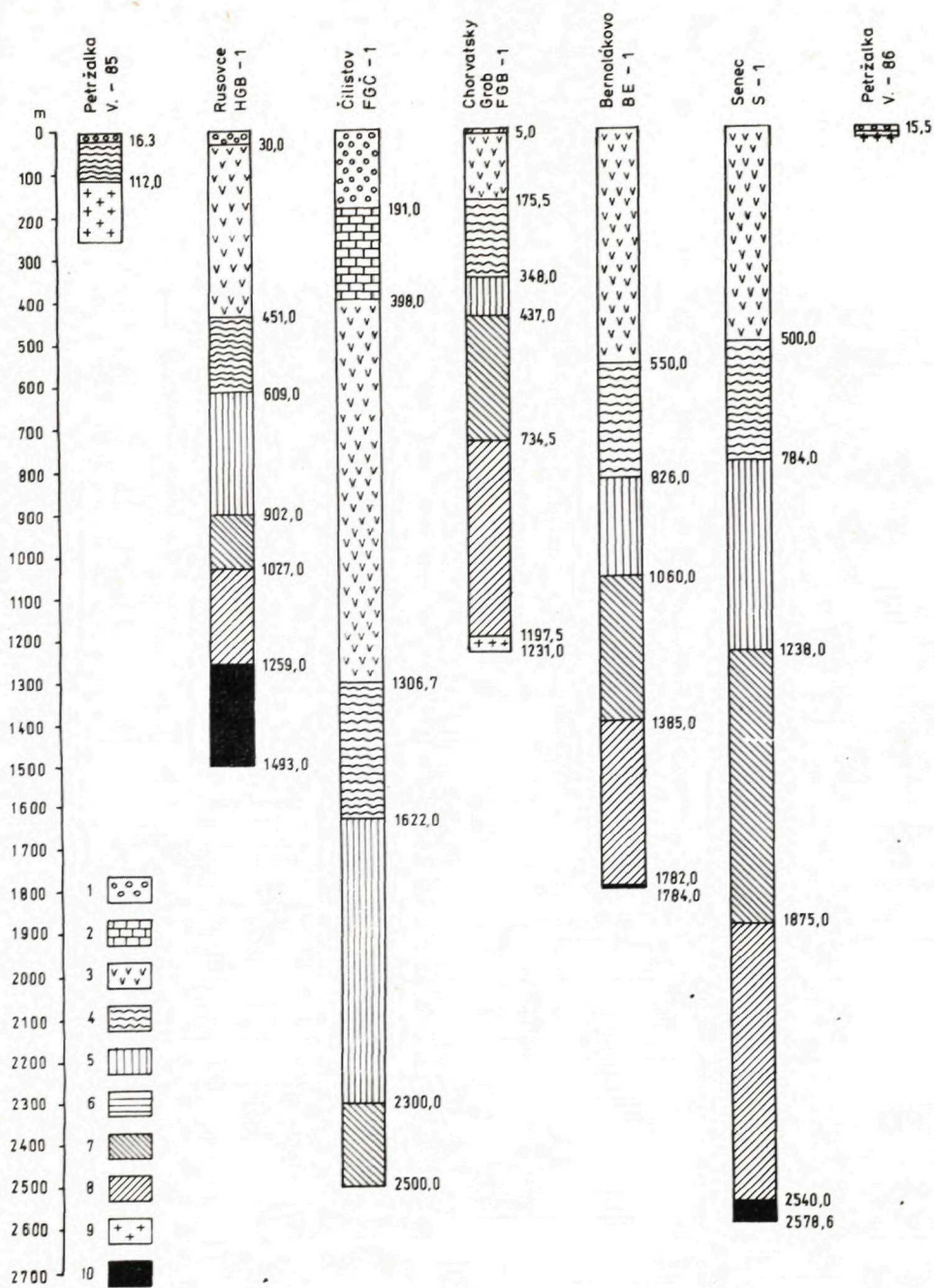
1 — mladší zlom „sihoťský — S“; 2 — zlomy založené v bádene s aktivitou vo vrchnom miocéne a pliocéne, počas kvartéru sa vyznačujú zvýšenou seizmickou aktivitou (zakryté kvartérnymi sedimentami); 3 — zlomy založené v bádene s rôznou intenzitou pohybov počas neogénu, oživené počas kvartéru; 4 — zlomy založené pred neogénom so stálou frekvenciou, vyznačujúce sa zvýšenou seizmickou aktivitou; Označenie zlomov: 5 — sihoťský, 6 — devínsky, 7 — lamačské, 8 — biskupický, 9 — hainburgský; 10 — označenie zlomov; 11 — línia geologického rezu; 12 — rozhraničenie severnej a južnej časti územia Veľkej Bratislavy.



Malé Karpaty, podľa J. KOUTKA—V. ZOUBKA (1936), B. CAMELA—M. MAHELA et al. (1962), M. MAHELA et al. (1967), sú označované ako úzka megaantiklinálna hrasť, pri ktorej formovaní sa zvlášť výrazne uplatnili mladšie popaleogénne zlomové štruktúry vyznačujúce sa rôznou intenzitou zdvihových pohybov, počínajúc bádenom. Počas neskorších tektonických fáz miocénu (panónu, pontu) a pliocénu (dáku, rumanu) dochádza k ďalším nerovnomerným zdvihom, kombinovanými zlomami. Tento zlomový charakter si zachovali aj počas kvartéru. Ako uvádza M. LUKNIS (1955), J. KVIŤKOVIČ—J. PLANČAR (1977), z morfológie povrchu a tiež priebehu tektonických štruktúr vidieť, že popaleogénne zlomy rozčleňujú pohoria na vyvýšené elevácie (a znížené) depresie. Takto vytvorené segmenty sú ohraničené zlomovými systémami sz.—jv., s.—j. a jz.—sv. Podobným hrasťovým vývojom kombinovaným zlomovými systémami sa podľa G. WESSELÉHO (1961) vyznačujú aj Hainburské vrchy. Význam a vplyv tektonických štruktúr spomínaných pohorí pri formovaní podložia a tiež samotnej neogénno-kvartérnej sedimentačnej výplne na skúmanom území sa pokúsime uviesť neskoršie.

Ako pre Malé Karpaty, tak aj pre Hainburské vrchy sú charakteristické zlomové línie, ktoré ich obmedzujú zo západnej aj východnej strany. Zvlášť morfológicky výrazný je zlom na východnej strane Malých Karpát, ktorý prebieha v smere SV—JZ na úpätí svahov pohoria. Tento zlom pokračuje prakticky od Bratislavy až k Piešťanom, kde sa napája na ďalší zlomový systém. Na území Bratislavy na jv. cípe Malých Karpát neďaleko nového mosta SNP cez Dunaj je priebeh tohto zlomu porušený mladším priečnym zlomom. Pozdĺž tohto mladšieho zlomu približne 1,5 km západným smerom došlo k horizontálnemu posunutiu smerom do Devínskej brány. Takto posunutý okrajový malokarpatský zlom v priestore Pečenského lesa prebieha medzi vrtmi V-86 a V-85. Zlom si tu taktiež zachováva smer SV—JZ a potom ďalej pokračuje do Rakúska, kde ohraničuje východný okraj úpätia Hainburských vrchov. Zlom sa podľa zistení I. BROUČKA (1984) vyznačuje zvýšenými seizmickými intenzitami. Neporušuje kvartérne fluviaálne sedimenty Dunaja, ale v ich podloží oddeľuje žuly od neogénnych sedimentov (pontu), ktorých granitoidné podložie vo vrte V-85 sa nachádza v hĺbke 112 m. Výška skoku sa pohybuje okolo 96 m. Pokiaľ ide o mladší zlom, pozdĺž ktorého došlo k horizontálnemu posunu, identifikoval ho už skôr V. MYSLIL (1958) a pomenoval ho zlom sihotský. Tento mladší zlom tvorí vlastne jz. ohraničenie Malých Karpát. Bližšie sa o jeho veku zatiaľ nemôžeme vyjadriť, nakoľko nevieme, či pôsobil synsedimentárne počas vývoja sarmatských sedimentov zaplňajúcich depresiu v priestore ostrova Sihot', alebo vznikol po sarmate.

V zásade však východné obmedzenie Malých Karpát na ich úpätí sa neobmedzuje iba na jednu zlomovú líniu, ktorá — ako sme už uviedli — má pokračovanie v sz. okraji územia veľkej Bratislavy-juh a ďalej do Rakúska, ale prakticky ide tu o systém paralelných zlomov smeru SV—JZ (obr. 1). Pozdĺž týchto zlomových línií došlo ku kryhovému poklesávaniu monoklinálneho svahu pohorí smerom do hlbkej panvovej depresie. Väčšina zlomov má sklon do depresie, nemožno však vylúčiť takmer vertikálne zlomy. Zásadne ide o stupňovité poklesávanie. Stupňovité poklesávanie a zlomový systém na južnom úpätí Malých Karpát, ako uvádza O. FUSAN et al. (1971), sú dobre identifikovateľné na povrchu, odrážajú sa tiež na mape úplných





Bouguerových anomálií a odvodzujú sa na tiažových mapách. O rozsahu týchto poklesov sa môže uvažovať aj podľa údajov geofyziky (V. SZALAIOVÁ et al. 1972). Konkrétnejšiu predstavu o priebehu podložja budovaného granitmi a metamorfity, či už priamo na skúmanom území alebo na jeho okolí, nám poskytuje niekoľko vrto (obr. 2).

Granity nachádzajúce sa v podloží neogénno-kvarternej sedimentačnej výplne boli zistené v rôznych hĺbkach; vo vrtoch V-86 a Pečenskom lese v hĺbke 15,5 m, potom vo vrte V-85 (neďaleko Bergu) v hĺbke 112,0 m, sv. od Bratislavy pri Chorvátskom Grobe vo vrte FGB-1 v hĺbke 1283,0 m. Ide o variske granitoidné horniny reprezentované dvojsudnými granitmi až granodioritmi, lokálne dioritmi a tiež žilnými horninami pegmatitového a aplitického zloženia. Vek granitoidov z veru V-85 stanovil J. KANTOR in I. VAŠKOVSKÝ et al. (1984) na 342—5 mil. rokov. Ďalším typom predneogénneho podložja sú metamorfity (prekambrického veku, resp. staropaleozoického veku) zistené pri Rusovciach vo vrte HGB-1 v hĺbke 1259 m, pri Senci vo vrte S-1 v hĺbke 2540 m, pri Beronolákovke vo vrte B-1 v hĺbke 1792 m. Keďže už na prvý pohľad môžeme pozorovať, že v skutočnosti ide o značné hĺbkové rozdiely povrchu predneogénneho podložja, s použitím geofyziky interpretujeme jeho priebeh systémom poklesnutých kryh ohraňovaných zlomovými systémami smeru SV—JZ a SZ—JV. Predpokladáme, že výraznejší zlomový styk medzi granitmi a metamorfity prebieha približne v smere od štátnej hranice z Rakúska, pokračuje v priestore medzi Jarovcami a Rusovcami, odtiaľ v sv. smere medzi Chorvátskym Grobom a Bernolákovom. Predpokladáme, že tento zlom zároveň oddeľuje v zmysle T. BUDAYA et al. (1967) sv. od Bratislavy tzv. západnú okrajovú kryhu od blatenskej prehlbne.

Druhý výrazný zlomový systém, s ktorým sa stretávame na skúmanom území, má smer SZ—JV. Tieto zlomy sú často označované ako dunajský zlomový systém (L. ČEPEK 1938, O. FUSÁN et al. 1979). Ide tu predovšetkým o zlomový systém na spojnici Győr—Bratislava, ktorý pokračuje naprieč Malými Karpatami, resp. Dunajskou bránou. O jeho existencii súdime predovšetkým na základe rozdielného postavenia podložja vo vrte HGB-1 pri Rusovciach (metamorfity v hĺbke 1259 m) a odtiaľ na JV cca 12 km od vrtu pri Čilistove FGČ-1, v ktorom ani v hĺbke 2500 m nebolo dosiahnuté podložie (zastihol vrchný sarmat). V tomto priestore pri prepočte výšky povrchu sedimentov sarmatu vo vrte HGB-1 a vo vrte FGČ-1, teda smerom do panvy, môžeme predpokladať výšku skoku približne okolo 1500 m, avšak nemožno vylúčiť, že môže byť aj väčšia. Tento zlomový systém smerom do panvy zväčšuje výšku skoku, avšak smerom k pohoriu predpokladáme, že sa výška jeho skoku znižuje, a takto potom v Malých Karpatoch vychádza na povrch (nie je pokrytý kvartérnymi sedimentmi) a ohraňuje Lamačskú bránu z južnej strany (lamačský zlom „L<sup>1</sup>“) a zo severnej strany (lamačský zlom „L<sup>2</sup>“) a prebieha tiež v prielomovej doline Dunaja do okolia Devína (devínsky zlom „D“) a okolia Hainburgu (hainburský zlom „H“).

Obr. 2 Stratigrafické rozčlenenie hlbších vrto v južnej časti územia Veľkej Bratislavy a v jej okolí  
Zostavil: I. VAŠKOVSKÝ 1985 M=1:10 000.

1 — kvartér vcelku; 2 — ruman; 3 — dák; 4 — pont; 5 — vrchný panón; 6 — spodný panón; 7 — sarmat; 8 — báden; 9 — spodný karbón, granodiority; 10 — staršie paleozoikum?; (metamorfity)



Podľa údajov L. ČEPKA (1938) sa zlomový systém vyznačuje zvýšenými seizmickými intenzitami. Ako ďalší zlom zo skupiny smeru SZ—JV môžeme pravdepodobne označiť aj tzv. biskupický zlom „B“, na ktorý už skôr upozornil V. MYSLIL (1958). Predpokladáme, že tento zlom vychádza na území Bratislavy približne v priestore Zváračského ústavu jv. smerom na Podunajské Biskupice, potom pokračuje takmer stredom Žitného ostrova.

Z uvedeného vidieť, že stavebný štýl predneogénneho podložia je kryhový. Ďalej možno konštatovať, že na pravej strane Dunaja, t. j. v priestore Petržalka—Jarovce—Rusovce—Čuňovo smerom k štátnej hranici je podložie vyššie položené než na ľavej strane, najmä jej jv. časti. Časť územia na pravej strane Dunaja sa vyznačuje určitými špecifickými črtami vývoja a označili sme ju ako petržalsko-čuňovskú kryhu. Táto kryha je ďalej členená na čiastkové kryhy.

Aj neogénno-kvartérna sedimentačná výplň na skúmanom území sa vyznačuje značne komplikovanou tektonickou stavbou. Priamu rekonštrukciu tejto stavby sťažujú niektoré nejasnosti v stratifikácii mladších členov neogénu, najmä pliocénu vo vzťahu ku kvartéru. V zmysle členenia D. VASSA (1981) môžeme v molasovej výplni v podstate vyčleniť dva štruktúrne horizonty (etáže).

Prvá štruktúrna etáž reprezentuje hlavnú molasu. Táto však na území nie je úplne vyvinutá, chýba jej spodná časť — egenburg až karpat. Kulminačná etapa hlavnej molasy je zastúpená. Predstavujú ju vulkanické produkty bádenského veku a sedimenty veku sarmatského. Zlomy vytvárajú štruktúry, ktoré nasledujú štruktúry kryhovej stavby podložia. Petržalsko-čuňovská kryha je obmedzená hlavným dunajským zlomom smeru SZ—JV, vzhľadom na jej vyššie postavenie vytvárala západný okrajový svah galantskej depresie.

Druhý štruktúrne-tektonický horizont (etáž) predstavuje pozdnú molasu. Formovanie tejto molasy prebiehalo počas panónu až pliocénu. Vtedy vznikol nový sedimentačný priestor so stredom sedimentácie v okolí Gabčíkova (tzv. gabčíkowska depresia). Pri tektonickom vývoji gabčíkovskej depresie zlomy hrali podradnú úlohu, ich aktivita v porovnaní s bádénom a sarmatom doznievala, avšak hlavným tektonickým prvkom bolo brachysynklinálne prehýbanie a klesanie celej depresie, pravdepodobne najintenzívnejšie prehýbanie a pokles sa zaznamenali koncom pontu — začiatkom dáku, zvlášť na to poukazujú veľké hrúbky sedimentov dáku. Brachysynklinála nadobudla misovitý tvar pretiahnutý v smere ZJZ—VSV, prakticky stredom Žitného ostrova. Skúmané územie, najmä jeho jv. časť nachádzajúca sa na ľavej strane Dunaja, bolo súčasťou gabčíkovskej depresie. Časť územia na pravej strane, tzv. petržalsko-čuňovská kryha s najväčšou pravdepodobnosťou tvorila sz. okraj, resp. svah tejto depresie.

Na prejavy tektonických pohybov počas kvartéru na skúmanom území a jeho okolí už skôr upozornili viacerí autori (L. ČEPEK 1938, J. ŠAJGALÍK 1958, M. MATULA 1958, V. MYSLIL 1958, M. LUKNIS—E. MAZÚR 1959, J. JANÁČEK 1971, I. VAŠKOVSKÝ 1977, I. VAŠKOVSKÝ—E. VAŠKOVSKÁ 1977, P. POSPÍŠIL et al. 1978, D. VASSOVA 1984 a ďalší). Z uvedených prác a našich pozorovaní vyplýva, že štruktúrne-tektonický plán na sledovanom území si počas kvartéru zachováva smer pohybov zdedený z predchádzajúcej neotektonickej etapy a v podstate pokračuje v tendencii prehýbania kombinovaného oživeným pôsobením diferencovaných pohybov po zlomoch.



Dôkazmi týchto pohybov sú prejavy zvýšenej seizmickej aktivity (L. ČEPEK 1938, I. BROUČEK 1975, 1984, J. KVITKOVIČ—J. PLANČAR 1977); ďalej sa vyskytujú prejavy súčasných pohybov, ktoré majú tiež charakter pohybov diferencovaných (B. KRUIS 1957, 1959, J. KVITKOVIČ—J. VANKO 1971, P. MARČAK et al. 1976); zistili sme aj dva typy fluviálnej akumulácie (perstratívnej a konstratívnej), ktorých podmienky formovania a priestorového rozšírenia sú indikátormi pôsobenia rôznej intenzity a smeru diferencovaných tektonických pohybov.

Na základe analýzy všetkých materiálov v skúmanom území zhodne s autormi P. POSPIŠILOM et al. (1978) vyčleňujeme aj počas obdobia kvartéru dva systémy zlomov, a to zlomy smeru SV—JZ a zlomy smeru SZ—JV. Zlomy oboch systémov vytvárajú samostatné štruktúry (kryhy). Samotné riešenie problematiky mladých tektonických pohybov na území je veľmi zložitá. Naráza na niektoré nedoriešené otázky stratigrafických rozsahov mladších neogénnych sedimentov, tiež aj hranicu neogén/kvartér a pod. V ďalšej etape výskumu budeme pokračovať v riešení týchto problémov, preto uvediem charakteristiku len niektorých štruktúr, ktoré sa prejavujú výraznejšie.

### **Zlomová štruktúra (kryhy) smeru SV—JZ (obr. 3)**

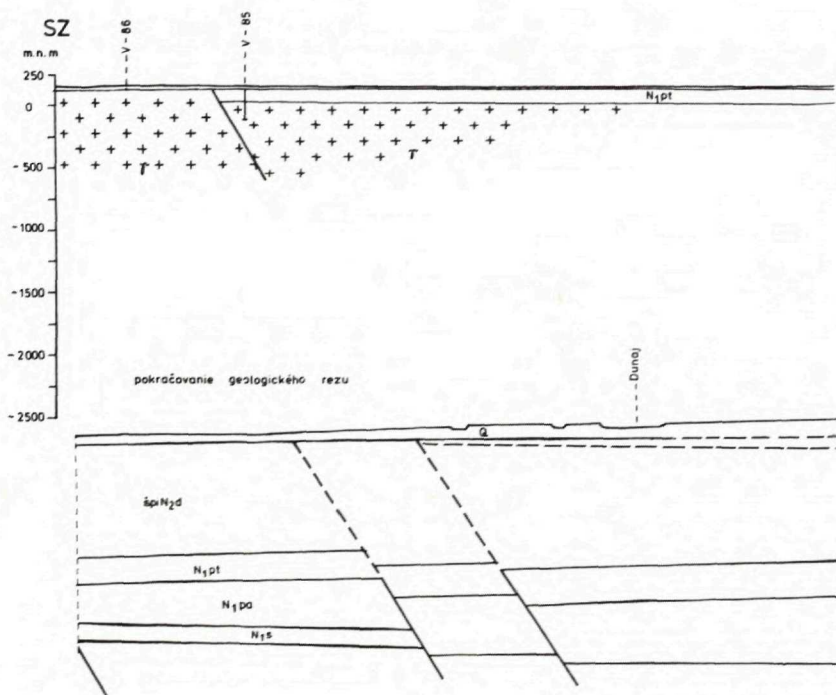
Ako prvú vyčleňujeme kryhu Pečenského lesa, ktorá sa nachádza v sz. cípe skúmaného územia, zaberá pomerne malú plochu. Na väčšej ploche sa táto kryha rozprestiera od z. pokračovania Devínskej brány na našom aj rakúskom území. Jej jv. okraj na mapovanom území tvorí zlom sv.—jz. zakrytý fluviálnymi sedimentmi (medzi vrtmi V-85 a V-86), ktorý tieto sedimenty neporušuje. Fluviálne sedimenty na spomínanej kryhe sa vyznačujú typom perstratívnej akumulácie hrubej 8—15,5 m, uloženej na granitoch. Zachovaný typ fluviálnej akumulácie naznačuje, že jej vývoj prebiehal v podmienkach určitej tektonickej stability snáď s tendenciou mierneho zdvihu. Juhovýchodný zlom obmedzujúci kryhu sa podľa I. BROUČKA (1984) prejavuje zvýšenou seizmickou aktivitou.

Ďalšiu štruktúru v jv. pokračovaní označujeme ako petržalsko-bratislavskú kryhu. Táto kryha zaberá na sledovanom území pomerne veľkú plochu, rozprestiera sa na pravej strane Dunaja od Pečenského lesa zhruba takmer po s. okraj Rusoviec, potom na ľavej strane od s. okraja mapy približne po jv. okraj Podunajských Biskupíc. Severozápadné ohraničenie kryhy tvorí už spomínaný zlom smeru SV—JZ v priestore Pečenského lesa a jv. ohraničenie tvorí predpokladaný zlom prebiehajúci od štátnej hranice s Rakúskom sv. smerom medzi Jarovcami a Rusovcami, odkiaľ pokračuje v tomto smere približne na jv. okraj Podunajských Biskupíc. Aj na tejto kryhe je zachovaný perstratívny typ fluviálnej akumulácie hrubej do 20 m; jej podložie tvoria sedimenty pontu. Povrch akumulácie i povrch podložia je mierne sklonený jv. smerom. Na území tejto kryhy, po doriešení niektorých vzťahov akumulácie k podložíu, pravdepodobne bude možné vyčleniť čiastkové kryhy.

Pre ostatné územie je charakteristický konstratívny typ fluviálnej akumulácie. Priestorové rozšírenie tohto typu akumulácie nie je rovnaké. Markantne sa oddeľujú hrúbky akumulácie na pravej strane Dunaja od hrúbok na jeho ľavej strane. Na

pravej strane hrúbky kôlišu v intervale 20—60 m (resp. 80 m). Avšak na ľavej strane sú intervaly hrúbok kontratívnej fluvialnej akumulácie väčšie, s intervalom 20—120 m. Treba ešte uviesť, že v určitej časti tohto územia v podloží fluvialných akumulácií sa nachádzajú kvartérne jazerné, resp. jazerno-riečne sedimenty (pozri rez), ktorých hrúbka je okolo 30—70 m. Takže potom vcelku hrúbka kvartérnych sedimentov na ľavej strane Dunaja v časti s vyvinutým typom kontratívnej akumulácie kôliše v intervale 20—190 m.

Na základe rozdielnych hrúbok kontratívneho typu fluvialnej akumulácie na pravej strane Dunaja zatiaľ vyčleňujeme dve kryhy — rusovskú a čuňovskú.



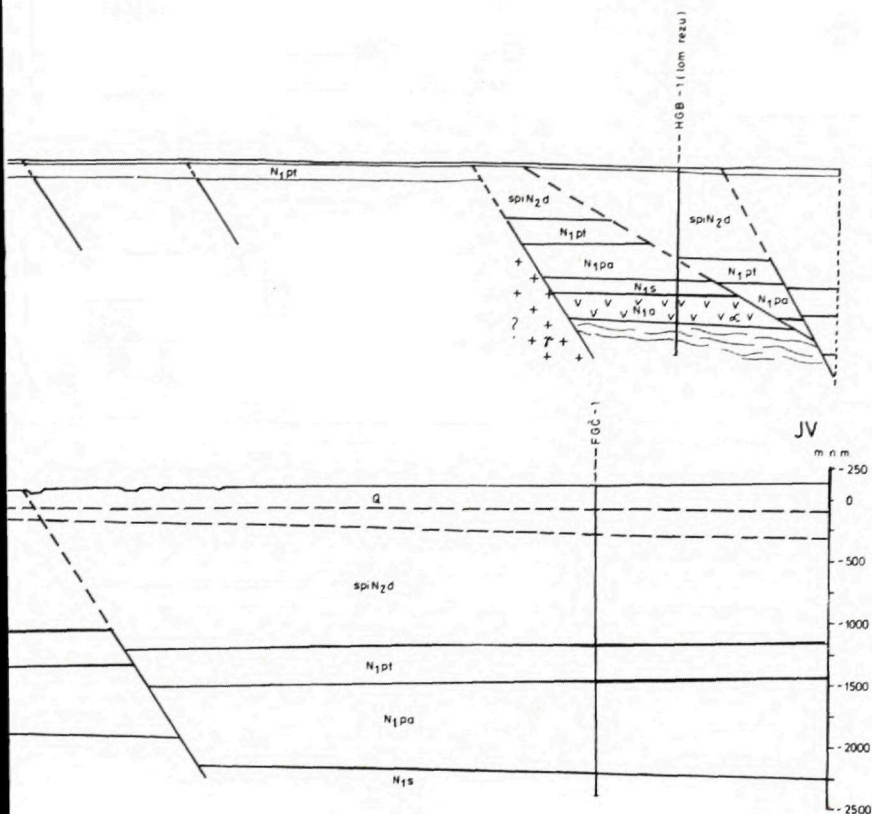
Obr. 3 Geologicko-stratigrafický rez južnou časťou územia Veľkej Bratislavy

Zostavil: I. VAŠKOVSKÝ 1985 M=1:25 000

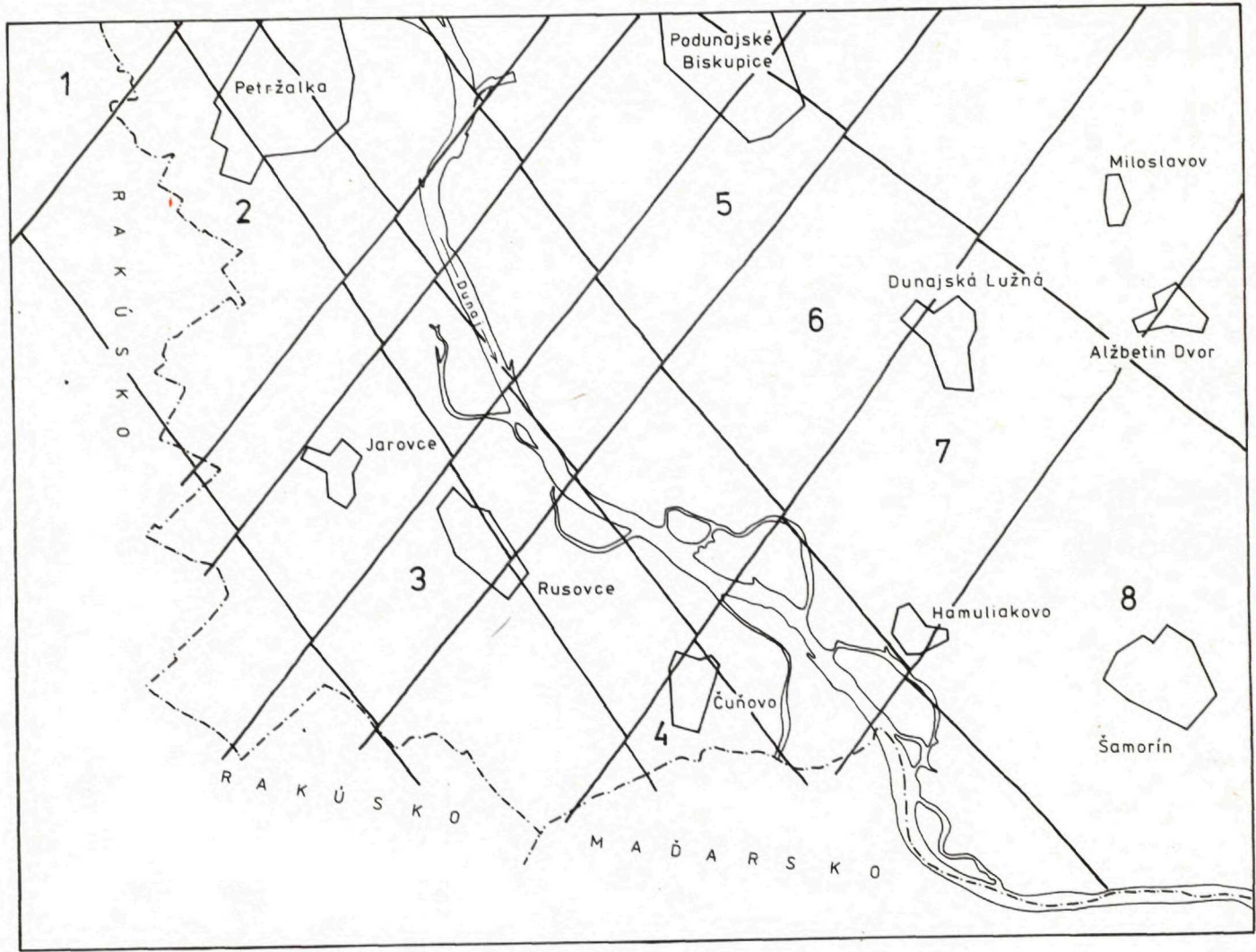
1 — (Q) kvartérne sedimenty vcelku (riečne, jazerno-riečne a jazerné); 2 — (N<sub>2r</sub>) rumán: piesky a štrkopiesky s vložkami ílov; 3 — špN<sub>2d</sub> dáč: pestré íly a piesky až rozpadavé pieskovce a štrky; 4 — (N<sub>1pt</sub>) pont: íly vápnité a aleuritické s vložkami uhoľných ílov a lignitu; 5 — (N<sub>1pa</sub>) panón: íly vápnité



Poklesnutá rusovská kryha je zo SZ ohraničená predpokladaným zlomom, ktorý prebieha od štátnej hranice s Rakúskom sv. smerom medzi Jarovcami a Rusovcami k Dunaju a v ďalšom pokračovaní na ľavú stranu Dunaja. Jej jv. ohraničenie prebieha taktiež predpokladaným zlomom od štátnej hranice s Rakúskom sv. smerom približne jv. okrajom obce Rusovce k Dunaju a v ďalšom pokračovaní na ľavú stranu Dunaja. V tomto priestore hrúbka konstratívnej fluvialnej akumulácie je okolo 40 m, pričom je zaujímavé, že smerom od SZ hrúbka z 22,8 m k Dunaju sa zväčšuje na približne 36—40 m.



a aleuritické s polohami pieskov a pieskovcov; 6 — ( $N_{1s}$ ) sarmat: vápnité pieskovce a vápnité íly aleuritické; 7 — ( $N_{1b}$ ) báden: amfibolické a amfibolicko-pyroxenické andezity ( $\alpha$ ), amfiboloandezitový aglomerát (G) absolútny vek  $16\,200 \pm 0,5$  mil. rokov; 8 — ( $\gamma$ ) spodný karbón: granodiority, absolútny vek  $342 \pm 5$  mil. rokov; 9 — staršie paleozoikum?: metamorfity; 10 — vrty; 11 — zlomy, predpokladané zlomy; 12 — predpokladaný vzťah metamorfítov a granodiorítov.



1

Petržalka

Podunajské  
Biskupice

2

5

Miloslavov

R  
A  
K  
Ú  
S  
K  
O

Dunajská Lužná

Alžbetin Dvor

Jarovce

7

3

Rusovce

8

Hamuliakovo

Čuňovo

Šamorín

R  
A  
K  
Ú  
S  
K  
O

M  
A  
Ď  
A  
R  
S  
K  
O



Poslednou kryhou, ktorú vyčleňujeme na pravej strane Dunaja, je čuňovská poklesnutá kryha. Táto kryha zaberá pomerne značné územie zhruba od jv. okraja Rusoviec (okraja rusovskej kryhy) k Čuňovu, popri Dunaji a jz. smerom pokračuje do Maďarska. Hrúbka akumulácie je približne 40—80 m, nevylučujeme aj väčšie hrúbky. Nie je tu však dobre známy vzťah tejto akumulácie k jej podložiu.

Na ľavej strane Dunaja na skúmanom území v priestore, ktorý sa vyznačuje typom konstatívnej fluvialnej akumulácie, vyčleňujeme poklesnutú kryhu biskupickú, potom kryhu Rovinky, Dunajskej Lužnej a šamorínsku kryhu. Toto delenie a priestorové rozšírenie jednotlivých kryh zhruba súhlasí s členením P. POSPÍŠILA et al. (1978).

Biskupická poklesnutá kryha je v podstate v sv. smere pokračovaním kryhy vyčlenenej na pravej strane Dunaja, tzv. rusovskej poklesnutej kryhy. Aj jej zlomové ohraničenie je zhodné. Biskupická kryha je však rozčlenená na dve časti priečnym tzv. biskupickým zlomom, ktorý už skôr identifikoval V. MYSLIL (1958). Takto je potom jej s. časť menej poklesnutá (cca do 30 m) než južná, kde je hrúbka akumulácie do 40 m.

Ďalšou poklesnutou kryhou na ľavej strane Dunaja je tzv. poklesnutá kryha Rovinky. Kryhu obmedzujú zlomy, ktoré majú smer SV—JZ. Kryhu už skôr identifikoval V. MYSLIL (1958). Aj v tejto kryhe sa pozorujú rozdielne hrúbky akumulácie. V jej sv. časti je okolo 30 m, avšak jz. smerom od biskupického zlomu hrúbka narastá a podľa P. POSPÍŠILA et al. (1978) dosahuje okolo 73,5 m. No ani v tejto časti depresie nie je zatiaľ doriešený vzťah fluvialnej akumulácie k jej podložiu.

Nasledujúcou poklesnutou kryhou v jv. smere je kryha Dunajskej Lužnej. Jej sz. obmedzenie tvorí zlom, ktorý prebieha smerom SV—JZ, severným okrajom obce Dunajská Lužná a s. od Miloslavova. Jej jv. ohraničenie tvorí tzv. hamuliakovský zlom (P. POSPÍŠIL et al. 1978). Tento zlom má pravdepodobne hlbšie založenie, je asi odštiepeným zlomom systému ciferských zlomov (D. VASS et al. 1974). Hrúbka fluvialnej akumulácie v sv. časti tejto kryhy je okolo 30 m, avšak v smere jz. od biskupického zlomu narastá. Podľa našich údajov hrúbka fluvialnej konstatívnej akumulácie je okolo 80 m a v jej podloží sú kvartérne jazerné, resp. jazerno-riečne sedimenty hrubé okolo 30 m.

Šamorínsku kryhu vymedzuje, podľa P. POSPÍŠILA et al. (1978), na SZ hamuliakovský zlom a na JV zlom dobrohoštiansky. Na skúmanom území sa nachádza iba časť tejto kryhy, jej podstatná časť je už mimo naše územie, takisto ako priebeh dobrohoštianskeho zlomu. Túto kryhu už skôr identifikoval J. JANÁČEK (1971) a označoval ju názvom šamorínska vysoká kryha. Podľa našich údajov hrúbka fluvialnej konstatívnej akumulácie je okolo 120 m a hrúbka podložných kvartérnych jazerných a jazerno-riečných sedimentov je cca 70 m.

---

Obr. 4 Hlavné tektonické jednotky na území južnej časti Veľkej Bratislavy

Zostavil: I. VAŠKOVSKÝ 1985 M=1:100 000

1 — kryha Pečenského lesa; 2 — kryha petržalsko-bratislavská; 3 — poklesnutá kryha rusovská; 4 — poklesnutá kryha čuňovská; 5 — poklesnutá kryha biskupická; 6 — poklesnutá kryha Rovinky; 7 — poklesnutá kryha Dunajskej Lužnej; 8 — poklesnutá kryha šamorínska.

Napokon sa treba ešte zmieniť aj o funkcii zlomového systému smeru SZ—JV./ Tento zlomový systém sa stupňovite prejavuje v reliéfe starších predneogénnych útvarov, ale aj v samotnej molasovej výplni neogénu a kvartéru. Tento systém na skúmanom území i za jeho rámcom vytvára dosť rozľahlú asymetrickú priekopovú prepadlinu. Jej krídlo smerom k Litavským a Hainburským vrchom v Rakúsku je strmšie a v časti Podunajskej nížiny je miernejšie (výrazne sa tu prejavuje napr. biskupická línia). Zlomy smeru SZ—JV sa prejavujú viacej syndementárne, sú predbádanského založenia a niektoré z nich sa prejavujú v súčasnosti seizmickou aktivitou. Zlomy smeru SV—JZ boli aktívne v bádene a niektoré z nich sa tiež vyznačujú seizmickou aktivitou.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1951: Geológia československých Karpát. Zväzok 1, Vydav. SAV, Bratislava.
- BIELA, A.: 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia ZK 10, Bratislava, s. 224.
- BONDARENKOVÁ, Z.—HOLÉCZYOVÁ, et al. 1977: Hydrogeologický prieskum. Bratislava—Rusovce HGB-1. Čiastková záverečná správa, Geofond, Bratislava.
- BONDARENKOVÁ, Z.—HOLÉCZYOVÁ et al. 1982: Rusovce vrt HGB-1, dokončovacie a likvidačné práce. Geofond, Bratislava.
- BROUČEK, I. 1975: Mapa maximálnej intenzity zemetrasení na Slovensku. Mierka 1:1 000 000. Manuskript-archív SAV, Bratislava.
- BROUČEK, I. 1984: Intenzita zemetrasení v Bratislave. Inžiniersko-geologické sympóziu, ČSVTS, SGS 17—23, Bratislava.
- BUDAY, T. 1967: Regionální geologie ČSSR II., Západní Karpaty, sv. 2, Acad. nakl. ČSAV, Praha, Karpatské neogenní pánve, 387—488.
- CAMBEL, B.—MAHEL, M.—BUDAY, T. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Viedeň—Bratislava. Geofond — vyd. red. Bratislava, 1—248.
- ČEPEK, L. 1938: Tektonika Komárenských kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. Sbor. St. geol. Úst. ČSR 12, Praha.
- FRANKO, O. et al. 1981: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGČ-1 Čilistov (čiastk. závereč. správa), Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti Západných Karpát. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 15, Bratislava, 1—173.
- FUSÁN, O.—BIELY, A.—PLANČAR, J. 1979: Geologická stavba podložia terciéru Západných Karpát. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1979: Paleogeografické mapy Slovenska — neogén. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HROMÁDKA, J. 1929: Průlom Dunajský a půda Bratislavy. Bratislava III. Bratislava, 161—213.
- JANÁČEK, J. 1966: Problémy tektonické stavby oblasti vodního díla Dunaj. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127—135.
- JANÁČEK, J. 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocenní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—131.
- JANÁČEK, J. 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—86.
- KOUTEK, J.—ZOUBEK, V. 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1:75 000, list Bratislava 4758. Knih. St. geol. Úst. ČSR 18, Praha, s. 150.
- KORNHUBER, G. A. 1856: Verhältnisse der nächsten Umgebung von Pressburg. Verh. d. Vereines f. Naturkunde. 1—5. Pressburg.



- KOUTEK, J. 1936: O hlbinnom vŕtaní pri Bratislave. Zprávy mesta Bratislavy, 12, 34, Bratislava, 151—153.
- KRUIS, B. 1957: Výskum svislých pohybů zemské kůry v seizmicky aktivní oblasti komárenské I, II, část. Výsk. úst. top. a kart., Praha.
- KRUIS, B. 1959: Výskum svislých pohybů zemské kůry v Československé republice. Geodet. a kart. obzor, 8, Praha.
- KUZMOVA, L. et al. 1957: Zpráva o zostavení základnej kvartérno-geologickej mapy Podunajskej nížiny pre vodné dielo na Dunaji. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J.—VANKO, J. 1971: Štúdium súčasných pohybův zemskej kóry na Slovensku. Geogr. čas. 23, 2, Bratislava.
- KVITKOVIČ, J.—PLANČÁR, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kóry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. Geogr. čas. 29, 3, Bratislava, 239—254.
- LUKNIŠ, M. 1955: Zpráva o geomorfologickom a kvartérnom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geogr. čas. VII, 3—4, Bratislava.
- LUKNIŠ, M.—MAZÚR, E. 1959: Geomorfologické regióny Žitného ostrova. Geogr. čas. 11/3, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie CSSR II., Západní Karpaty, sv. 1, Acad. nakl. ČSAV, Praha, s. 495.
- MARČÁK, P. et al. 1971: Mapa recentných zvislých pohybův Západných Karpát. 1:1 mil. Vyd. Úst. geodézie a kartogr., Bratislava.
- MATULA, M. 1958: Zpráva o geologickej výskume v oblasti Devínskej brány. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied 9/1, Bratislava, 158—163.
- MYSLIL, V. 1958: Nové poznatky o geológii a hydrogeológii bratislavského podunají. Věst. Ústf. Úst. geol. 33/2, Praha, 119—125.
- POSPÍŠIL, P.—VASS, D.—MELIORIS, L.—REPKA, T. 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a príhľehého územia Podunajskej nížiny. Miner. slov. 10/5, Bratislava, 443—456.
- SZALAIÓVÁ, V.—POSPÍŠIL, L.—ZBOŘIL, L. 1972: Geofyzikálny výskum západného okraja Podunajskej panvy, oblasť Bratislava-okolie. Geofyz. n. p., Brno, závod Bratislava, Bratislava.
- ŠAJGALÍK, J. 1958: Pokryvné i tvary juhovýchodnej časti Devínskej brány. Acta Univ. Comen., Geologica 1, Bratislava, 197—211.
- VASS, D. et al. 1974: Klasifikácia zlomov neogénnych panví Slovenska. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát (doktorská dizert. práca). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- VASSOVÁ, D. 1984: Hydrogeologická charakteristika podložia náplavov Dunaja v území od Petržalky po Čuňovo (diplomová práca), M. S. Geofond, Bratislava.
- VÁŠKOVSKÝ, I. 1977: Kvartér Slovenska — Quaternary of Slovakia. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VÁŠKOVSKÝ, I.—VÁŠKOVSKÁ, E. 1977: Regionálny kvartérno-geologický výskum kvartéru Žitného ostrova. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- VÁŠKOVSKÝ, I. et al. 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľká Bratislava-juh 1:25 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava.
- WESSELY, G. 1961: Geologie der Hainburger Berge. Jb. Geol. Bundesanst. 104, Wien, 273—349.
- ZÁTOPEK, A. 1956: Seizmická charakteristika Československa. Sborník Čs. spol. zeměpisní, 61, 2, Praha.

## On tectonics of southern part of area of Veľká Bratislava

### Summary

The southern part of the area of Veľká Bratislava is in an immediate contact with the Malé Karpaty Mts. whose SW or S continuation is in the Hainburg hills in Austria. The Malé Karpaty Mts. and the Hainburg hills are divided from each other by the Devín gate (fault gap) of the Danube r. Formerly they were a part of the Alpine-Carpathian system.

The Malé Karpaty Mts. are denoted as a narrow meganticlinal horst resulting mostly from the activity of younger post-Paleogene fault structures, characterized by uplifting of variable intensity beginning from the Badenian. In later tectonic phases in the Miocene (Pannonian, Pontian) and Pliocene (Dacian, Rumanian) further variable uplifting associated with faults proceeded. The Malé Karpaty Mts. preserved their fault character up to the Quaternary period. The Hainburg hills have an analogous character.

Both the Malé Karpaty Mts. and the Hainburg hills are bordered by fault lineaments. The NE—SW fault on the eastern side of the Malé Karpaty Mts. is morphologically most conspicuous. The fault actually extends from Bratislava to Piešťany to link there up with another fault system. In Bratislava, on the SE promontory of the Malé Karpaty Mts. near the new bridge over Danube the course of the fault is disturbed by a younger transversal fault. Along this one a horizontal westward shift over about 1.5 km toward the Devín gate (fault gap) proceeded. The shifted marginal fault in the Malé Karpaty Mts. in the area of Pečenský les forest is running between boreholes V-86 and V-85. The fault preserved here its NE—SW course and continued to Austria to border the eastern margin of the foot-hill of the Hainburg hills. The fault is characterized by increased seismic intensities. The younger fault is denoted as the Sihof fault and represents the SW border of the Malé Karpaty Mts. Its age is not exactly known.

The eastern border of the Malé Karpaty Mts. consists actually of a system of parallel NE—SW faults. Along the fault lineaments the monoclinical slope of the mountain range subsided in blocks into a deep basinal depression. The steplike subsidence and the fault system are conspicuous on the surface and it also is reflected in the map of Bouguer anomalies and in gravity maps. Several boreholes (Fig. 2) illustrate the course of the basement consisting of granites and metamorphites in the area under study and in its surroundings.

The second fault system in this area is NW—SE-striking. These faults are frequently denoted as "the Danube fault system". It is first of all the fault system between Győr and Bratislava. It extends farther across the Malé Karpaty Mts. or across the Danube gate (fault-gap). The faults are denoted as the Lamač fault "L<sup>1</sup>" (bordering the Lamač gate on the south), the Lamač fault "L<sup>2</sup>" (bordering the Lamač gate on the north), extending to the surroundings of Devín (the Devín fault "D") and of Hainburg (the Hainburg fault "H"). The faults have increased seismic intensities. Another fault from this group is denoted as the so-called Biskupice fault "B".

On the right side of the Danube r. the pre-Neogene basement is higher than on its left side. In the Neogene-Quaternary sedimentation filling in this area two structural levels are distinguished. The first structural level represents the main molasse (its lower Eggenburgian — Karpatian part is missing). The faults form structures following the block structure of the basement. Owing to its higher position the Petržalka—Čuňovo block bordered by the main NW—SE Danube fault formed the marginal slope of the Galanta depression.

The second structural level represents the late molasse. The molasse formed in the Pannonian-Pliocene. In that time a new depositional area with the centre of deposition in the vicinity of Gabčíkovo formed (the so-called Gabčíkovo depression). The faults were insignificant in the tectonic evolution of the Gabčíkovo depression. Their activity compared to the Badenian and Sarmatian decreased, and the brachysynclinal depression and subsidence of the depression were the main tectonic elements. They were probably most intense by the end of the Pontian and at the beginning of the Dacian. The area was a part of the Gabčíkovo depression.

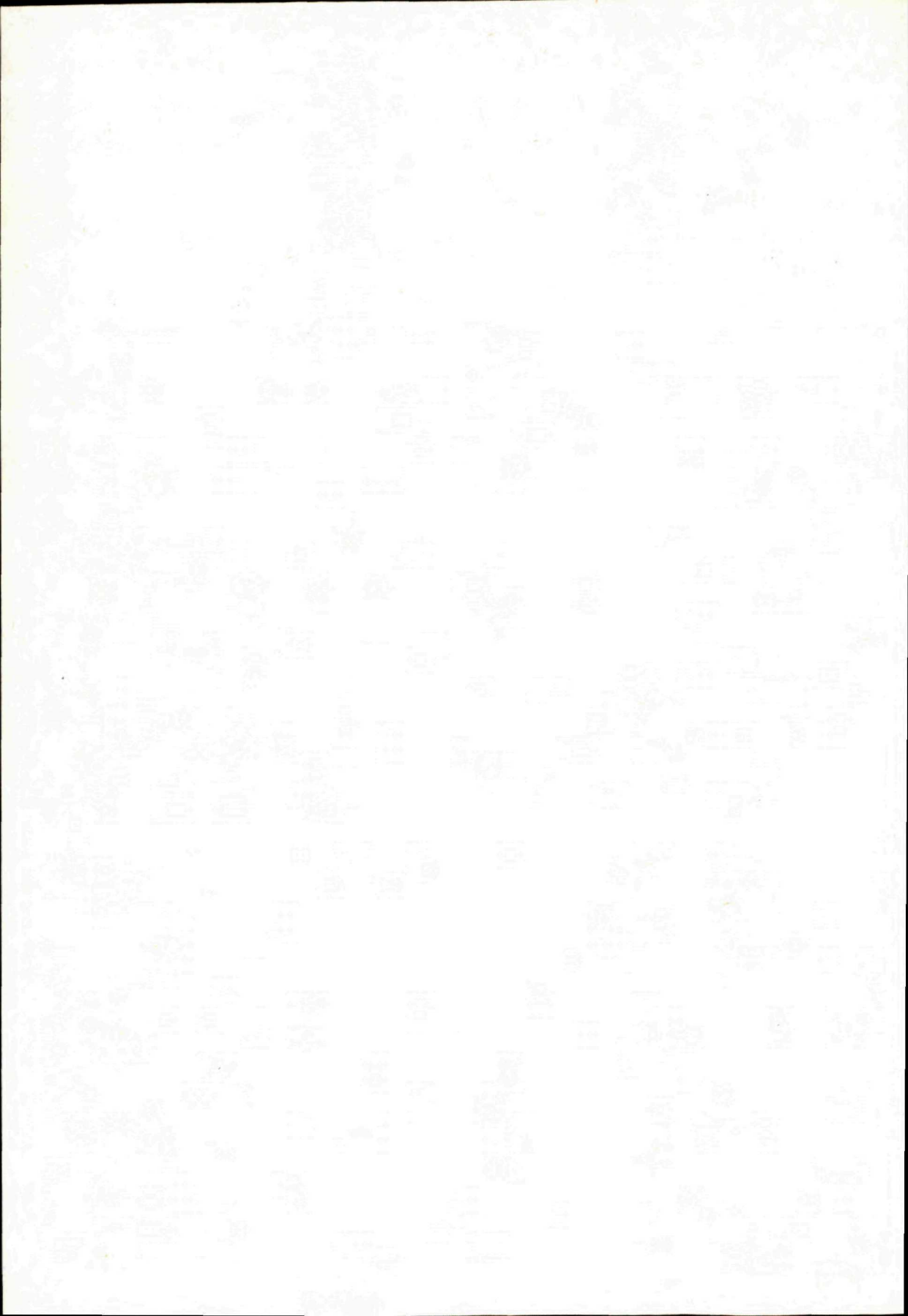
During the Quaternary the structural-tectonic pattern in the area studied preserved the course of movements inherited from preceding neotectonic stages. The depressing trend actually continues and combines with the revived differentiated movements along the faults. The movements are indicated by



fluvial accumulation of two types (perstrative and constrative). Conditions of the origin of the accumulations and of their spatial distribution are indicative of differentiated tectonic movements of various intensities and directions.

Also in the Quaternary period two fault systems are distinguished in the area studied, namely the NE—SW and NW—SE-striking fault systems. The faults of the two systems form structures (blocks).

NE—SW-striking fault structures (blocks). Fig. 4 shows the following blocks: the Pečenský les block; the Petržalka—Bratislava block; the subsided Rusovce block; the subsided Cuňovo block; the subsided Biskupice block; the Rovinka, Dunajská Lužná and Šamorín subsided blocks. The NE—SW fault system is manifested in a step-like form in the relief of pre-Neogene formations and in the molasse filling of the Neogene and Quaternary. This fault system forms an extensive asymmetric graben in the area studied and outside it. It is steeper towards the Litava and Hainburg hills in Austria, and moderate in a part of the Danube lowland.





Pavol Gross

## Nález tufitických pieskoviec vo vnútrokarpatskom paleogéne Oravy

2 obr. v texte, anglické resumé

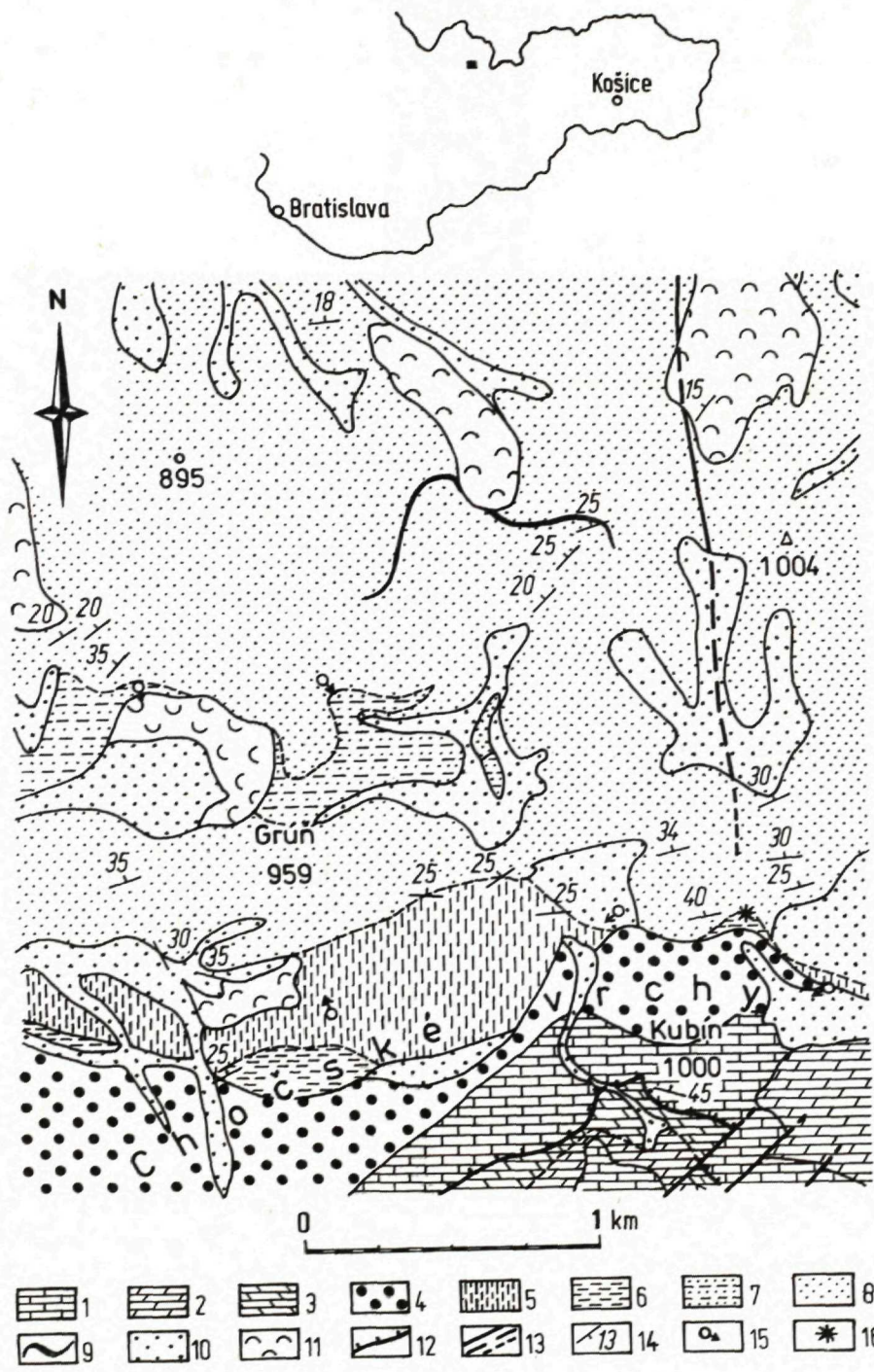
**Abstract.** The author describes two beds (9 and 3 cm) of white tuffite sandstones in the Inner-Carpathian Paleogene in South Orava. The beds are in the lowermost part of the Huta Formation — in claystones of the menilite type, deposited in the Lower Priabonian. The find of volcanoclastics and so the direct manifestation of dacite? volcanism in the Inner-Carpathian Paleogene is unique. Similar occurrences were only found in the Podhale Paleogene in Poland, and in the borehole HDS-1 near Banská Štiavnica.

Pri mapovacích prácach vo vnútrokarpatskom paleogéne Oravy v roku 1978 sme pri severnom ukončení Prosieckej doliny (3,5 km v. od Malatinej) našli sivobiele psamity, ktoré v zmysle klasifikácie J. PETRÁNKY (1963) označujeme ako tufitické pieskovce. Z hľadiska existencie paleogénneho vulkanizmu v Západných Karpatoch je tento výskyt veľmi zaujímavý a dopĺňa len celkom ojedinelé nálezy tohoto druhu.

Sedimenty vulkanického pôvodu paleogénneho veku z oblasti Karpát sú však známe už dávnejšie. V oligocéne rumunských flyšových Karpát opísal vulkanické sedimenty K. KREJCI GRAF—W. WETZEL (1936), podobne ako O. S. VJALOV—N. R. LADYŽINSKIJ—L. TKACUK (1951) z viacerých lokalít pri rieke Čečve. Paleogénne tufity z poľskej časti Karpát opisuje M. KSIAZKIEWICZ—T. WIESER (1954), A. TOKARSKI—J. TOKARSKI (1954) z okolia Dukly. B. V. MERLIČ—S. M. SPITKOVSKA (1957) zo Zakarpatskej oblasti ZSSR, T. WIESER—K. ZYTKO (1959) v podmagurských vrstvách z okolia Zywca v PLR. B. LESKO—T. ĐURKOVIČ—B. ČÍCEL (1959) uvádzajú stopy paleogénneho vulkanizmu z východného Slovenska v magurskej jednotke.

Vo vnútrokarpatskom paleogéne prvýkrát opísal tufity v poľskom Podhalí A. MICHALÍK—T. WIESER (1959) z územia medzi obcou Ciche a Bielym Dunajcom. Prejav eocénneho vulkanizmu — výskyt dacitových ? tufov — zistil L. ROZLOŽNÍK—O. SAMUEL—S. JACKO (1973) vo vrte HDS-1 lokalizovanom pri Repišti s. od Banskej Štiavnice. Túto lokalitu na základe paleogeografickej analýzy (P. GROSS 1978) pričleňujeme skôr k budínskemu vývoju paleogénu.

Ako uvádza A. MICHALÍK—T. WIESER (1959), tufity sa nachádzajú na 17 lokalitách v chocholovských vrstvách (v zmysle členenia J. GOLABA 1959). Chocholovské





vrstvy možno stotožňovať na našom území s flyšovým vývojom zuberského súvrstvia (P. GROSS—E. KÖHLER—O. SAMUEL 1985).

Na severných svahoch Chočských vrchov, na mezozoickom podloží (karbonáty), ležia v transgresívnej a diskordantnej pozícii sedimenty bazálneho borovského súvrstvia, dosahujúce hrúbky do 180 m. Tieto sú tvorené karbonátovými brekciami a zlepenkami, karbonátovými pieskovecami a organodetritickými vápencami. V ich priamom nadloží sa nachádza komplex ílovcov hutianskeho súvrstvia, dosahujúci hrúbky do 450 m.

Pri severnom ukončení Prosieckej doliny je hutianske súvrstvie silno redukované a je tu zastúpené faciou ílovcov menilitového typu, dosahujúcich hrúbku okolo 10 m. V ich nadloží vystupuje do 1000 m hrubé zuberské flyšové súvrstvie, ktoré je tu sčasti tiež laterálnym ekvivalentom hutianskeho súvrstvia. Severne od vrchu Kubín (1000 m) sa hutianske súvrstvie celkom vytráca; priamym nadložím bazálneho súvrstvia je tu flyšové súvrstvie zuberské (obr. 1).

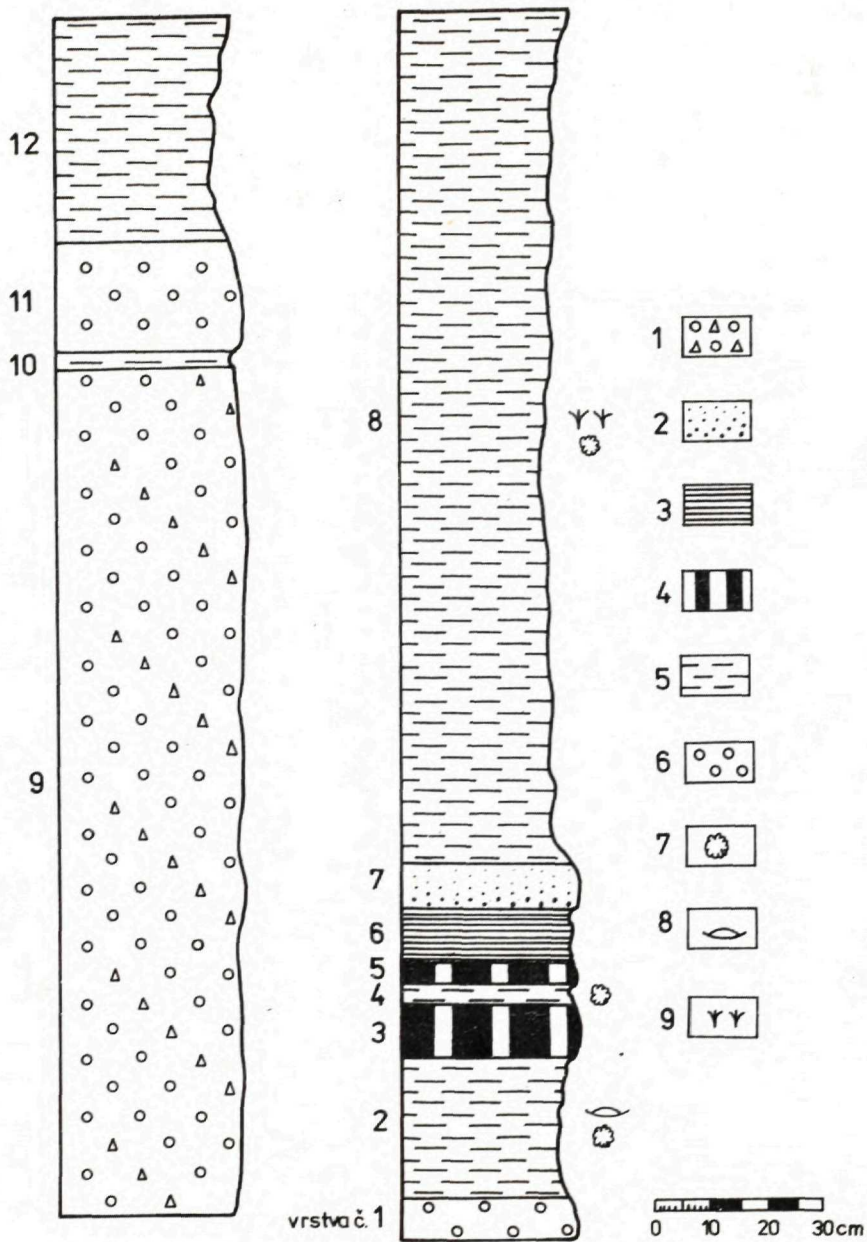
Tufitické pieskovce sa nachádzajú vo vyššie uvedenom 10 m hrubom súvrství ílovcov menilitového typu, vystupujúcom v strmom záreze potoka Prosečianka, tesne pred jej ponorom (obr. 2).

Litologický profil je tu nasledovný (od podložia k nadložiu):

1. 8 cm drobnozrnný karbonátový zlepenec;
2. 25 cm tmavosivé laminované ílovce, hrubobridličnato-rozpadavé; prechovávajú množstvo rybičích šupín a miestami schránky ostrakódov;
3. 9 cm sivobiele tufitické pieskovce značne nesúdržné, po nasiaknutí vodou sa stávajú mazľavými;
4. 4 cm ílovce ako vrstva č. 2;
5. 3 cm sivobiele tufitické pieskovce, ako vrstva č. 3, laminované;
6. 10 cm hrubobridličnato rozpadavé ílosiltovce s povlakmi Mn-oxidov;
7. 8 cm gradačne zvrstvený pieskovec s hrúbkou zrn v spodnej časti do 2 mm, po navetraní nadobúda výrazne laminovaný rozpad;
8. 150 cm hnedosivé tabuľkovito rozpadavé ílovce (tabule veľkosti škridle) s množstvom rybičích šupín a zuhofnatej rastlinnej hmoty;
9. 160 cm karbonátový zlepenec s valúnmi a úlomkami do 25 cm, opracovanie 0—2°, ojedinele i 3°;
10. 3 cm tenkobridličnato rozpadavé ílovce;
11. 20 cm drobnozrnný karbonátový zlepenec;
12. 40 cm tenkobridličnato rozpadavé ílovce.

Obr. 1 Vysvetlivky ku geologickej mape (P. GROSS—J. MELLO 1980)

Mezozoikum — chočský príkrov (1—3): 1 — guttensteinské vápence, egej-bitýn; 2 — ramsauské dolomity, pelsón-kordevól; 3 — hlavné dolomity, karn-norik; paleogén — podtatranská skupina (4—9): 4 — borovské súvrstvie, karbonátové brekcie, zlepenky, karbonátové pieskovce, organodetritické vápence, vrchný lutét; 5 — hutianske súvrstvie, ílovce menilitového typu, spodný priabón; 6 — hutianske súvrstvie, premenlivo vápnité ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovecami a zlepenkami, spodný priabón; 7 — zuberské súvrstvie, flyš s prevahou ílovcov nad pieskovecami, stredný—vrchný priabón; 8 — zuberské súvrstvie, typický flyš, stredný—vrchný priabón; 9 — lavice drobnozrnných zlepenkov v zuberskom súvrství; kvartér (10—11): 10 — deluviálne sedimenty (svahoviny), hlinité, alebo hlinito-kamenité vcelku, pelistocén—holocén; 11 — zosuvy (prevažne vo svahovinách, ojedinele i v skalnom podklade); 12 — prešmyky a násunové línie digitácií; 13 — zlomy: zistené, zistené zakryté a predpokladané; 14 — smer a sklon vrstiev; 15 — pramene obyčajných vôd; 16 — výskyt tufitických pieskovcov.



Obr. 2 Schematický litologický profil hutianskym súvrstvím pri ponore Prosiečanky (spodný priabón)  
 1 — karbonátová zlepenková brekcia; 2 — gradačne zvrstvený pieskovec; 3 — ílosiltovce; 4 — tufitické pieskovec; 5 — ílovce; 6 — drobnozrnny karbonátový zlepenec; 7 — výskyt rybích šupín; 8 — výskyt ostrakódov; 9 — výskyt zuhoľnatených rastlinných zvyškov.



Smer vrstiev je 90° (V—Z) so sklonom 35° na sever.

Vrstvy tufitických pieskovcov sú obnažené v pravom nárazovom brehu potôčika. Svojou nápadnou bielosivou farbou výrazne kontrastujú od podložných i nadložených tmavošedých ílovcov. Pretože sú veľmi nesúdržné — rozpadavé, tak ich už po niekoľkých týždňoch dažďová voda vyplavuje. Až po následnom podmytí a utrhnutí brehu ich možno istý čas pozorovať. Spodná i vrchná vrstevná plocha tufitického pieskovca je tiež granulometricky veľmi výrazná.

### Petrografická a chemická analýza tufitických pieskovcov

Skúmané vzorky boli odobrané po umelom podkopení a následnom odtrhnutí pravobežnej steny nad potokom, takže ide o horninu pomerne čerstvú — nezvetranú.

Mikroskopickým skúmaním výbrusov sa zistil zrnitosný priemer 0,25—0,30 mm, ojedinelé zrná karbonátov dosahujú až 5 mm.

Štruktúra horniny je psamitická s karbonátovo-ílovitým tmelom, miestami čiastočne rekryštalizovaným.

Živce tvoria 20 až 25 % zrnitostnej frakcie, mnohé sú dokonale idiomorfne, zonálne. Okrem ortoklasu je tu hojný plagioklas ( $An_{50-52}$ ), ktorý je adularizovaný, miestami karbonatizovaný a sericitizovaný. Tieto sekundárne premeny sú bežne spôsobované účinkami hydrotermálnych roztokov.

Kremeň. Okrem drobných ostrohranných normálne i undulózne zhášajúcich zŕn sa tu nachádzajú i idiomorfne hexagonálne bipyramídy vulkanogénneho kremeňa (s uzavreninami).

Podiel kremeňa je celkove 10—15 %. Vulkanogénny kremeň sa nachádza i v synchronných flyšových pieskovcoch v najbližšom okolí, tu je však iba v nepatrnom podiele.

Akcesorické minerály: biotit, chloritizovaný amfibol, hyperstén, chlority a glaukonit.

Autigénne minerály: kalcit, pyrit a živce.

Úlomky hornín: karbonáty a ojedinele i rohovce.

Organické zvyšky: Ojedinelé malé foraminifery, predovšetkým globigeríny, úlomky diskocyklín a červených rias.

### Chemická analýza tufitického pieskovca:

	vrstva č. 3	vrstva č. 5
SiO <sub>2</sub>	44,85 %	44,91 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,98	24,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	2,41
FeO	0,59	0,59
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,55
MnO	0,34	0,38
CaO	11,60	11,74

MgO	2,11 %	1,90 %
K <sub>2</sub> O	0,68	0,65
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,49
S	1,30	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,17
H <sub>2</sub> O	4,02	4,02
str. žih.	9,63	9,54

DTA analýza  
vrstva č. 3

montmorillonit, illit,  
magnetit ?, kalcit, pyrit

RTG analýza  
montmorillonit, kalcit  
málo illitu a živce

vrstva č. 5

montmorillonit, illit,  
magnetit ?, kalcit, pyrit

montmorillonit, kalcit,  
málo kaolinitu, illitu a živce

Ťažké minerály (určovala Dr. PRIECHODSKÁ, CSc.)

	frakcia 0,25—0,10 mm	0,10—0,05 mm
zirkón	0,66 %	0,57 %
rutil	0,66	
granát		0,14
biotit	2,64	0,86
karbonáty	1,65	0,57
pyrit	59,40	71,94
magnetit	0,66	0,14
limonit	0,66	0,43
zakalené min.	4,62	2,30
živce	29,04	23,02
% TM	0,70	2,00

Fácia ílovcov menilitového typu sa tu, podobne ako aj v susediacej Liptovskej kotline, nachádza v tesnom nadloží bazálneho borovského súvrstvia a zároveň zastupuje najspodnejšiu časť súvrstvia hutianskeho. Na základe skúmania veľkých foraminifer (E. KÖHLER 1980) a mikrofauny (O. SAMUEL in P. GROSS 1980) konštatujeme, že súvrstvie, v ktorom sa vyskytujú tufitické pieskovce, sa usadilo v spodnom priabóne.

Nález tufitických pieskovcov na južnej Orave, ako i predošlé opisy tufogénnych hornín v podhalskom paleogéne v PLR, avizujú existenciu činných vulkánov v eocénnom období. Na základe asociácie minerálov, ich morfológie a pozície v sedimentačnom bazéne, prichádzame k záveru, že pyroklastický materiál vyvrhnutý sopkou bol transportovaný sopečným mrakom a postupne z neho vypadával, podľa špecifickej hmotnosti a tvaru nesenej čiastočky. V našom prípade sopečný materiál padal do morského prostredia, kde sa stal súčasťou vtedy sa vytvárajúcich ílov a pieskov. Takýmto spôsobom si možno vysvetliť zvýšenú koncentráciu zonálnych idiomorfnych živcov a vulkanogénneho kremeňa v opisovanom tufogénnom pieskovci na južnej Orave a pomerne nízky obsah napr. biotitu, vulkanického skla



a pod. Z mraku sopečného popola pri postupne klesajúcej rýchlosti transportného média (gravitačná selekcia materiálu) napred vypadávajú ťažšie a izometrickejšie častice, zatiaľ čo ľahšie a plochšie (napr. biotit) sú nesené ďalej. Množstvo biotitu a zvýšený podiel hypersténu je vo flyšovom súvrství v Liptovskej kotline (P. GROSS—E. KÖHLER a kol. 1980) sv. od Kvačian, ktoré sa nachádzajú 6 km jv. od výskytov tufogénných pieskoviec na Orave.

Na základe minerálnej asociácie tufitov v podhalskom paleogéne v PLR a výskytov tufitických pieskoviec na južnej Orave, na základe nálezov zvýšených obsahov biotitu, hypersténu, ojedinele i vulkanického skla vo flyši severnej časti Liptovskej kotliny, môžeme usudzovať na aktívnu sopečnú činnosť v eocéne v miestach od SZ až po SV od oblasti Liptova a Oravy.

V dôsledku gravitačnej selekcie pyroklastického materiálu je veľmi ťažké zistiť chemické zloženie materskej magmy. Avšak určením bázcitivity kryštálov plagioklasov (37—47,5 % An v PLR a 50—52 % An na Orave) môžeme pripustiť jej riodacitový, resp. dacitový petrografický typ.

Poznamenávame ešte, že v susediacom Maďarsku (Recseg) je známy a spoľahlivo doložený strednooligocénny, prípadne o niečo starší vulkanizmus (G. PANTÓ 1969).

## Literatúra

- GOLAB, J. 1959: Zarys stosunkow geologicznych flyszu zachodniego Podhala. Bull. Inst. Geol., 149, Warszawa.
- GROSS, P. 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Materiály do seminára „Paleogeografický vývoj Západných Karpát“, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—147.
- GROSS, P. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1:25 000, list Chlebnice, Geofond, Bratislava.
- GROSS, P.—KÖHLER, E. a kol. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—242.
- GROSS, P.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1985: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Správy 81, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—117.
- KÖHLER, E. 1980: Veľké foraminifery a stratigrafia vnútrokarpatského paleogénu na liste Chlebnice 1:25 000. Geofond, Bratislava.
- KREJCI GRAF, K.—WETZEL, W. 1936: Die Gesteine der Rumänischen Erdölgebiete. Arch. Lagerst. Forsch., H, 62, Berlin.
- KSIAZKIEWICZ, M.—WIESER, T. 1954: Occurrence of tuffites in Krosno beds of the Carpathians Flysch. Bull. Inst. Acad. Pol. Sci., Cl. III. vol. II., No 6, Warszawa.
- LEŠKO, B.—ĎURKOVIČ, T.—ČÍČEL, B. 1959: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—142.
- MERLIČ, B. V.—ŠPITKOVSKA, S. M. 1957: Paleogenovaja faza vulkanizma v Vostočnych Karpatach. Geol. Szos. N. 4, Lvov.
- MICHALIK, A.—WIESER, T. 1959: Tufity we flyszu podhalańskim. Kwart. Geol., 3, 2, Warszawa, 378—389.
- PANTÓ, G. 1969: Geology of Western Hungary. Quide the Excursion Carpathobalcan geological association IX. en Congres, Budapest, 1969.
- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Naklad. Čs. Akad. Věd, Praha, 1—718.
- ROZLOŽNÍK, L.—SAMUEL, O.—JACKO, S. 1973: Prejavy eocéneho vulkanizmu pri Banskej Štiavnici. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—153.

- TOKARSKI, A.—TOKARSKI, J. 1954: On the Tuffite Layer of the Upper Krosno Beds in the Dukla Region of the Carpathians. Bull. d. Acad. Pol. d. Sciences. Cl. III.
- VJALOV, O. S.—LADYŽINSKIĬ, N. R.—TKAČUK, L. 1951: Tufitovyj gorizont v menilitovoj serii Vostočnykh Karpat. Dokl. AN. SSSR. t. LXXIX, No. 1, Moskva—Leningrad.
- WIESER, T.—ZYTKO, K. 1959: O występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Ziwca. Kwart. Geol. Tom III., Nr. 2, Warszawa, 366—377.

Pavol Gross

## Tuffite sandstone in Inner-Carpathian Paleogene of Orava

### Summary

Following is the superposition of sediments in the Inner-Carpathian Paleogene of Orava:

1. The Borové basal formation rests unconformably and in a transgressive position on the Mesozoic basement (carbonates of the Choč and the Krížna nappes). The formation consists of carbonate breccias, conglomerates, sandstones and organodetrital limestones. Its maximal thickness is 180 m, its age is Upper Lutetian.

2. Higher up is a monotonous complex of claystones of the Huta Formation ranging to 450 m in thickness. In some places the lowermost parts are replaced by a lateral subfacies of claystones of the menilite type, up to 10—20 m thick. The age is Lower Priabonian.

3. In the overlier is the typical flysch Zuberec Formation, up to 1000 m thick. It deposited during the Upper Priabonian to Lower Oligocene.

4. Highest up is the Biely Potok formation consisting of thick sandstone beds with occasional thin layers of non-calcareous claystones. They deposited in the time of the Uppermost Priabonian and in the Lower Oligocene. Their thickness in Orava is below 500 m.

Tuffite sandstones form two beds (9 and 3 cm thick) in the formation of claystones of the menilite type on the northern slopes of the Chočské vrchy Mts. about 15 km ESE of Dolný Kubín. The tuffite sandstones are greywhite or white in contrast to the surrounding dark-grey and grey-brown claystones containing frequently fish scales and ostracods.

The mean grain size of the tuffite sandstones is 0.25—0.30 mm, some carbonate pebbles even range to 5 mm in size. Feldspars represent 20—25 % of grain size fraction, some are idiomorphic, zonal. Beside orthoclase there is also plentiful plagioclase (An<sub>50—52</sub>). It is adularized, partly carbonatized and sericitized. Quartz occurs in the form of grains with normal and undulose extinction, and in the form of idiomorphic hexagonal bipyramids of volcanic origin. They also contain inclusions. The total amount of quartz is 10—15 %. Accessory minerals: biotite, chloritized hornblende, hypersthene, chlorites, glauconite. Authigenic minerals: calcite, pyrite and feldspars. Rock fragments carbonates, scarce cherts. Organic remains: scarce small foraminifers, mostly globigerines, fragments of discocyclines and red algae. The results of analyses, DTA and x-ray analysis and evaluation of heavy minerals are higher up in text.

Tuffite sandstones in South Orava and tuffogenic rocks formerly found in the Podhale Paleogene in Poland indicate the existence of active volcanoes in the Priabonian time. Pyroclastic material, evidently transported by an eruption cloud, was gradually falling out of the cloud and deposited in marine environment simultaneously with sands and clays. From the cloud of volcanic ash, at the decreasing velocity of the transport medium (gravity selection of material) first the heavier and isometric particles were falling out whereas the lighter and flatter ones were transported farther. Plentiful biotite and an increased content of hypersthene were found in a flysch formation in the Liptovská kotlina basin about 6 km SE from tuffogenic sandstones in Orava.

The gravity selection of pyroclastic material makes it difficult to reveal chemical composition of the parent magma. The determined basic character of plagioclase crystals (37—47.5 % An in Poland and 50—52 % An in Orava) may also admit its rhyodacite or dacite character.

Translation E. Jassingerová.



Vladimír Majer — Pavel Mrázek

## Adsorpční vlastnosti metasilicítů českého svrchního proterozoika

3 tab., 1 obr., 4 fotogr. tab. (XXV—XXVIII)

**Abstract.** In metasilicites of the Bohemian Upper Proterozoic anomalous accumulations of some heavy metals have been found. Their origin has so far been regarded as controlled by proterozoic metallogenetic processes.

Measurements of residue concentration of  $\text{Cu}^{2+}$  ions in a solution resulted in the determination of Cu adsorption for five various types of metasilicites in the present stage of their lithogenetic evolution. Anomalous accumulations of Cu and perhaps of some other heavy metals may also originate in the epigenetic stage by adsorption on metasilicite during exogenic processes.

### Úvod

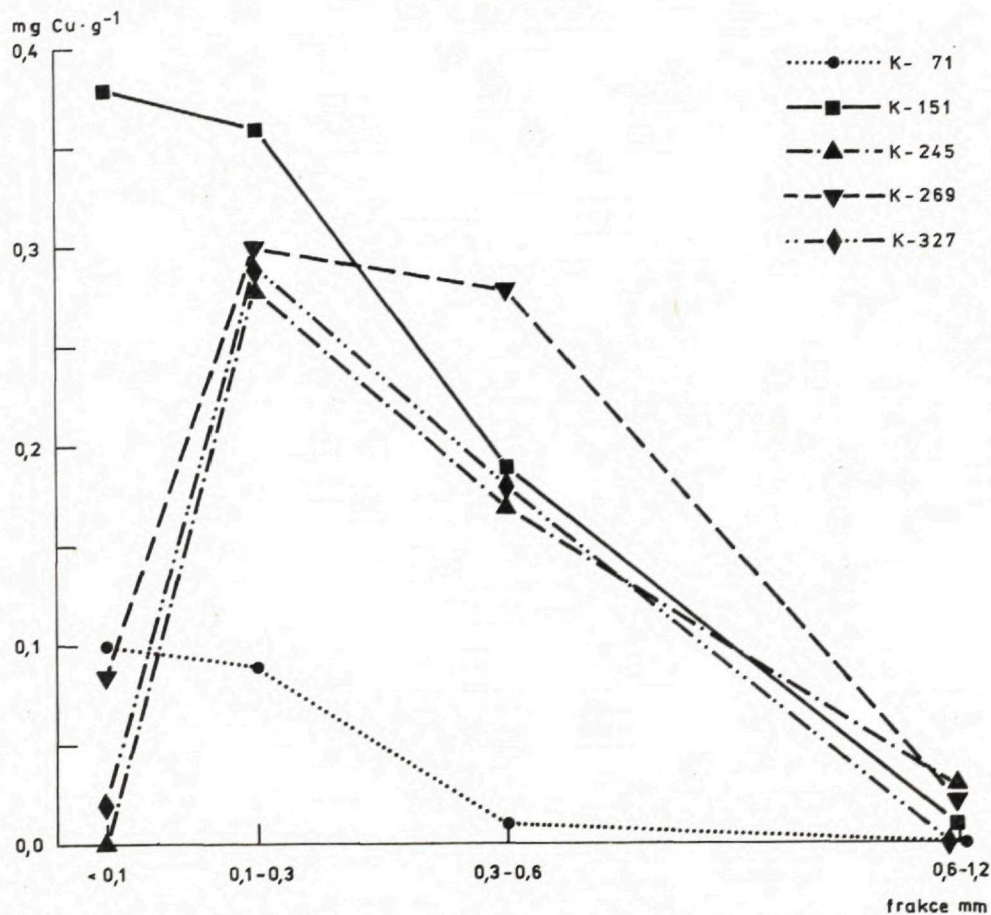
Průměrné obsahy Cr, Mo, a Ag v metasilicitech českého svrchního proterozoika jsou vyšší, než v ostatních horninách této oblasti. V metasilicitech byly také zjištěny anomální obsahy Au, Sb, U a V (POUBA, 1974, MRÁZEK a POUBA, 1975, 1976, POUBA a MRÁZEK 1981; MRÁZEK 1984) a mineralogické výskyty měděných rud (LAZNIČKA 1963). Akumulace těchto prvků byly až dosud většinou považovány za projev sepětí litogeneze metasilicítů s proterozoickým vulkanismem. Jejich vznik byl vysvětlován mnoha způsoby, např. srážením z hydrotermálních roztoků, srážením na geochemických bariérách v průběhu resedimentace křemité hmoty, nebo adsorpcí na křemitý gel a na organické látky v počátečních stádiích litogeneze a při diagenetických procesech.

Je však známo, že také krystalická křemitá hmota má schopnost adsorbovat kovy za předpokladu, že je dostatečně jemnozrnná a porézní (např. ŠULCEK a SIXTA 1971). Adsorpční vlastnosti metasilicítů v jejich současném stádiu litogenetického vývoje však dosud nebyly zkoumány. V předložené práci je proto na základě měření adsorpce iontů  $\text{Cu}^{2+}$  na metasilicity posouzena možnost vzniku akumulací těžkých kovů v průběhu exogenních procesů. Důvodem pro použití mědi jako adsorbátu byla jednak existence přírodních akumulací mědi v křemitých horninách a jednak dostatek údajů o geochemii mědi v podmínkách exogenní remobilizace.

## Popis studovaných hornin

Pro experiment bylo vybráno 5 vzorků různých texturních a patrně i genetických typů metasilicitů.

Nejpodstatnější složkou všech vzorků je křemen (tab. 1). Velikost zrn křemene kolísá od tisícín do desetín mm. Jeho krystalinita je patrně podmíněna intenzitou regionální metamorfózy v rozmezí od facie prehnit — pumpellyitové do facie zelených břidlic, moderovanou přítomností organické složky a fylosilikátů (BURDA et al. 1978). Metamorfní rekrytalizací křemene byla téměř úplně setřena původní sedimentogenní struktura metasilicitu i když byly zachovány jeho texturní znaky.



Obr. 1. Závislost množství adsorbované mědi na velikosti úlomků metasilicitů. II. série měření po 48 hodinách



Rozměry zrn ve všech studovaných vzorcích byly měřeny na mikrofotografiích výbrusů podle metody uvedené v práci BURDY et al. (1978), (viz fotopříloha). Z této práce byly rovněž převzaty výsledky měření krystalinity vzorku K-151. Každé zrno ležící v pásmu měření bylo měřeno v jeho největším rozměru (Feretův diametr), čímž se měření nejvíce přiblížilo skutečným rozměrům zrn. Obvyklým způsobem

Tabulka 1  
Chemické složení studovaných vzorků metasilitů. Anal. M. Huka, Ústřední ústav geologický, Praha.

%	K-71	K-151	K-245	K-269	K-327
SiO <sub>2</sub>	97,81	99,39	98,60	98,71	97,88
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,05	0,22	0,18	0,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,09	0,38	0,21	0,13
FeO	0,54	0,35	0,47	0,59	0,88
MnO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
MgO	0,01	< 0,01	0,05	0,02	0,01
CaO	0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,02	0,01	< 0,01
CO <sub>2</sub>	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
C org.	0,92	0,04	0,03	0,14	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	< 0,01	0,01	0,01
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,07	0,04	0,05	0,01	0,14
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,11	0,02	0,02	0,09	0,14
F	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Cl	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
S	0,02	< 0,01	0,01	0,02	0,11
Cr	0,031	0,005	0,030	0,030	0,046
celkem	100,06	100,06	99,91	100,06	100,01
ppm Cu	13	10	6	17	33

Lokalizace odběru vzorků: K-71 — Kucíny u Plzně; K-151 — Kokšín u Blovic; K-245 — Velké Přílepy; K-269 — Kojetice; K-327 — Zákolany.

Tabulka 2

Krystalinita, objemová hmotnost a pórozita studovaných vzorků metasilitů

Vzorek	Krystalinita			S — mm <sup>2</sup> · g <sup>-1</sup> · 10 <sup>3</sup>	Objem. hmotnost	Pórozita %
	$\bar{x}_g$ — mm	$\sigma_g$	n			
K-71	0,011	2,30	81	37	2,59	1,4
K-151	0,0055	2,25	335	160	2,55	3,8
K-245	0,012	1,68	146	110	2,65	0,3
K-269	0,070	2,29	86	10	2,64	0,4
K-327	0,040	2,48	81	23	2,61	1,0

$\bar{x}_g$  — geometrický průměr největších rozměrů zrn ve výbrusech (Feretovy diametry)

$\sigma_g$  — geometrická směrodatná odchylka měření

n — počet proměřených zrn

S — přibližný povrch zrn křemene v 1 g metasilitu (předpokládaný interfaciální povrch).

měření, nebo prostým odhadem je velikost krystalů obvykle podhodnocena, neboť značná část krystalů není výbrusem protata v jeho největším průměru. Studované vzorky metasilicítů se svojí krystalinitou výrazně odlišují (tab. 2).

Množství opakní organické substance nepřesahuje 1 %. Tvoří většinou nepravidelné mázdry lemující křemenná zrna, nebo kulovité útvary velikosti do 0,007 mm. Stejně struktury tvoří také oxidy železa. Běžnou akcesorií je sericit nebo fuchsit.

Pro průběh reakcí hornin s roztoky je důležitým parametrem obsah plochy styku pevné a kapalné fáze (RIMSTIDT a BARNES, 1980). Proto byl vypočten přibližný obsah povrchu všech zrn křemene v 1 gramu každého vzorku. Vzorky K-71, K-151, K-245 a K-269 mají xeroblastickou strukturu s izometrickým tvarem zubovitě do sebe zapadajících zrn, nebo strukturu dlaždicovitou. Povrch jednotlivých zrn byl proto zjednodušeně počítán jako povrch koule. Přibližný měrný obsah interfaciální plochy byl tudíž vypočten podle vzorce

$$S = \frac{\sum (\pi d^2) \times 10^3}{\sum \left(\frac{\pi d^3}{6}\right) \times 2,65}$$

S = přibližný obsah povrchu zrn křemene v  $\text{mm}^2 \times \text{g}^{-1}$  metasilicítu,  
d = největší (Feretův) diametr zrna v mm.

Struktura vzorku K-327 je hypidioblastická a zrna křemene jsou vesměs protažená s poměrem stran měřených průřezů zrn 1 : 2 až 1 : 4. Povrch jednotlivých zrn byl proto zjednodušeně počítán jako povrch čtyřbokého hranolu s výškou, která je trojnásobkem strany čtvercové základny. Přibližný obsah povrchu zrn křemene ve vzorku K-327 vztažený na 1 gram horniny byl tudíž vypočten podle vzorce

$$S = \frac{\sum \left(\frac{10d^2}{9}\right) \times 10^3}{\sum \left(\frac{d^3}{9}\right) \times 2,65}$$

Vypočtené údaje je však nutno považovat pouze za orientační, neboť vzhledem k vysokému stupni lithifikace a tím i velmi nízké pórozitě horniny může být skutečná měrná interfaciální plocha mnohem menší. Interakce roztoků a metasilicítu však může být umožněna také tektonickým rozpukáním horniny a její desintegrací při zvětrávání (tab. 2).

### Metodika měření adsorpce

Vzorky hornin byly rozdrobeny a horninová drť byla síťováním roztržena na čtyři zrnitostní frakce (tab. 3). Pro každé měření byl navážen 1 g vzorku z každé frakce. Každá navážka byla zbavena prachu propláchnutím destilovanou vodou a sušena po dobu 48 hodin za teploty 80 °C. Na tomto materiálu byla sledována adsorpce iontů  $\text{Cu}^{2+}$  jako jejich úbytek z vodného roztoku pomocí Cu-iontové selektivní



elektrody (ISE — CRYTUR), jejíž potenciál byl měřen proti potenciálu referenční argentchloridové elektrody pH-metrem PHM-64 (VESELÝ et al. 1979). Hodnota pH byla stanovena pomocí skleněné elektrody pH-metrem PHM-62. Veškeré přístrojové vybavení bylo vyrobeno firmou Radiometer Copenhagen, Dánsko.

Jako roztok byl použit  $10^{-3}$  M  $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$  s upravenou iontovou silou 1 M pomocí  $\text{NaNO}_3$  a o pH 5,5. Každý vzorek byl smíchán s 10 ml tohoto roztoku a po 24 hodinách v I. sérii, resp. po 48 hodinách ve II. sérii byl roztok zfiltrován. Ve filtrátu pak bylo stanoveno množství  $\text{Cu}^{2+}$  iontů. Současně s potenciálem ISE na filtrátu (E) byl pro každé měření stanoven potenciál ISE ve standardních roztocích  $10^{-3}$  M ( $E_3$ ) a  $10^{-4}$  M ( $E_4$ )  $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ , rovněž s upravenou iontovou silou 1 M. Koncentrace roztoků byly voleny tak, aby rozdíl potenciálů  $E_3$  a E byl reprodukovatelně měřitelný ( $\geq 1$  mV) a aby oba standardní roztoky ležely na lineární části kalibrační křivky elektrody. Tento způsob měření — na rozdíl od odečítání z kalibrační křivky — eliminuje vliv driftu potenciálu elektrody a změn její směrnice. Konstantní iontová síla umožňuje použít ve výpočtech hodnot koncentrací místo aktivit, neboť zaručuje konstantní hodnotu aktivitních koeficientů. Koncentrace měřeného roztoku byla vypočtena z rovnice

$$c = 10^{-3 + \frac{E_3 - E}{E_3 - E_4}} \quad [\text{mol} \times \text{l}^{-1}],$$

získané eliminací standardního potenciálu  $E_0$  a směrnice S z Nernstovy rovnice, zapsané pro každé měření (E,  $E_3$ ,  $E_4$ ). Úbytek koncentrace způsobený adsorpcí je pak

$$\Delta c = 10^{-3} - c \quad [\text{mol} \times \text{l}^{-1}].$$

Získané hodnoty byly přepočteny na mg adsorbované mědi na 1 g adsorbentu a jsou uvedeny v tab. 3.

Kontrola pH prokázala pokles z původních 5,5 na 4,0 až 4,25 po adsorpci, a to u všech vzorků.

## Výsledky

Experiment prokázal vhodnost použité metody pro studium adsorpce hornin. Kromě dvou případů potvrdilo opakované měření dobrou reprodukovatelnost výsledků. Větší rozdíly naměřených hodnot jsou pravděpodobně způsobeny nehomogenitou vzorku. Bylo zjištěno, že doba potřebná k ustavení rovnováhy nepřekračuje 24 hodin.

Průměry naměřených hodnot II. série měření (tab. 3) ukazují na zvýšenou adsorpci vzorku K-151 a sníženou adsorpci vzorku K-71. Naměřené hodnoty adsorpce kromě výsledku u vzorku K-151 nezávisí ani na průměrné zrnitosti metasilitů, ani na obsahu jejich předpokládaného interfaciálního povrchu. Větší adsorpci vzorku K-151 však odpovídá jeho větší pórozita. Adsorpce ve většině

případů klesá se vzrůstající velikostí úlomků drceného vzorku, pouze u nejjemnější frakce vzorků K-245, K-269 a K-327 bylo pozorováno její výrazné snížení (tab. 3, obr. 1).

## Diskuze

Obsah mědi v adsorbentu po experimentu je přibližně o jeden řád vyšší, než původní obsah ve vzorcích silicitu, avšak je srovnatelný se známými anomálními obsahy v horninách českého svrchního proterozoika, které jsou řádu  $10^2$  ppm. Je pravděpodobné, že z roztoku běžných přírodních vod, kde koncentrace  $\text{Cu}^{2+}$  bývá v rozmezí  $2$  až  $5 \times 10^{-6} \text{ g} \times \text{l}^{-1}$  (ŠVARCEV 1978), musí být i adsorbované množství Cu nižší. Mezi oběma hodnotami však nemůže být jednoduchá přímá závislost, neboť oba případy zjevně leží na opačných koncích adsorpční izotermy, tedy u silně zředěných roztoků na lineární části a u koncentrovaných roztoků v oblasti nasycené adsorpce.

Tabulka 3

Výsledky měření adsorpce metasilicítů

Vzorek	Frakce drcení mm	mg adsorbované Cu x $1 \text{ g}^{-1}$ adsorbentu	
		I. série (po 24 hod.)	II. série (po 48 hod.)
K-71	< 0,1	0,27	0,10
	0,1 - 0,3		0,09
	0,3 - 0,6	0,02	0,01
	0,6 - 1,2		0,00
	průměr		0,05
K-151	< 0,1	0,35	0,38
	0,1 - 0,3		0,36
	0,3 - 0,6	0,05	0,19
	0,6 - 1,2		0,01
	průměr		0,25
K-245	< 0,1	0,08	0,00
	0,1 - 0,3	0,36	0,28
	0,3 - 0,6		0,17
	0,6 - 1,2	0,01	0,03
	průměr		0,13
K-269	< 0,1	0,13	0,08
	0,1 - 0,3		0,30
	0,3 - 0,6		0,28
	0,6 - 1,2		0,02
	průměr		0,17
K-327	< 0,1	0,07	0,02
	0,1 - 0,3		0,29
	0,3 - 0,6	0,16	0,18
	0,6 - 1,2		0,00
	průměr		0,12



Vzhledem k tomu, že podstatnou složkou metasilicitu je  $\text{SiO}_2$ , lze předpokládat, že na adsorpci mědi se rozhodujícím způsobem podílel křemen. Nelze však vyloučit vliv ostatních složek, zejména oxidů železa a uhlíkatých sloučenin. Ve zkoumaných vzorcích metasilicitu nebylo zjištěno podstatné množství pyritu, který by též mohl ovlivnit fixaci Cu substitucí za Fe, což by se však projevilo výrazným poklesem hodnot pH. Tento způsob odstranění Cu z roztoku proto není pravděpodobný.

Nízká adsorpce u hrubších frakcí drcených vzorků mohla být podmíněna jak menším celkovým povrchem úlomků, tak méně dokonalým prosakováním roztoku do úlomků, omezeným nízkou pórozitou a tím i propustností hornin. Omezení adsorpce u frakce pod 0,1 mm některých vzorků mohlo být způsobeno buď nehomogenitou metasilicitu a odstraněním částic s vyšší adsorpční schopností při síťování, nebo obalením malých úlomků horniny inertními minerály (sericitem nebo grafitem), ke kterému mohlo dojít při jejím drcení.

## Závěry

Výsledky experimentu dokazují, že v metasilicitech českého svrchního proterozoika může docházet k akumulaci mědi adsorpcí až do obsahů řádu  $10^2$  ppm. K těmto akumulacím může docházet také v průběhu epigenetických procesů, např. při zvětrávání hornin. Příznivým faktorem tohoto procesu je tektonická, nebo exogenní desintegrace hornin, zvětšující plochu styku adsorbentu s roztokem.

Není vyloučeno, že podobným způsobem mohly vznikat anomální akumulace také jiných kovů.

Dosažené poznatky nevylučují možnost vzniku akumulací kovů v metasilicitech jinými způsoby a v jiném čase, např. v podmínkách sedimentace křemité hmoty, nebo její diagenese.

## Literatura

- BURDA J.—MRÁZEK P.—POUBA Z. 1978: Krystalinita křemene ve stromatolitech. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek. ÚGV PFUK Praha, 5, 81—94.
- LÁZNIČKA, P. 1963: Mineralogické výskyty měděných rud na sever od Prahy. Čas. Min. Geol. Praha, 8, 1, 87—89.
- MRÁZEK, P. 1984: Minoritní prvky v horninách českého svrchního proterozoika. Sbor. geol. Věd. Ř. LG, Praha, 26, 81—104.
- MRÁZEK, P.—POUBA Z. 1975: Vztahy mezi Fe-V-U mineralizací a stromatolity v českém proterozoiku. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek. ÚGV PFUK Praha, 3, 59—76.
- MRÁZEK, P.—POUBA, Z. 1976: Fe-V-U formace v proterozoických horninách svojšinského a stříbrskoplaského vulkanického pruhu. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek. ÚGV PFUK Praha, 4, 53—71.
- POUBA, Z. 1974: Chemismus stromatolitických silicitů v českém prekambriu. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek. ÚGV PFUK Praha, 2, 122—132.

- POUBA, Z.—MRÁZEK, P. 1981: Anomální obsahy zlata v proterozoických silicitech Barrandienu. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek. ÚGV PFUK, Praha, 6, 81—89.
- RIMSTIDT, J. D.—BARNES, H. L. 1980: The kinetics of silica — water reactions. *Geochim. Cosmochim. Acta* New York, 44, 11, 1683—1699.
- ŠULCEK, Z.—SIXTA, V. 1971: The use of silicagel for the separation of traces of uranium. *Anal. Chim. Acta*, London, 53, 335—344.
- ŠVARCEV, S. L. 1978: *Gidrogeochimija zony gipergeneza*. Něždra, Moskva, 1—290.
- VESELÝ, J.—WEISS, D.—ŠTULÍK, K. 1979: Analýza iontově selektivními elektrodami. SNTL, Praha, 1—222.

Vladimír Majer — Pavel Mrázek

### **Adsorption properties of metasilicites of Bohemian Upper Proterozoic**

#### Summary

The results of experiments prove that in the Bohemian Upper Proterozoic metasilicites the Cu accumulation by adsorption may even range the  $10^2$  ppm order in content. The accumulation also may occur during epigenetic processes, for example during the weathering of rocks. The tectonic or exogenic disintegration of rocks, enlarging the plane of the contact of the adsorbent with the solution represented a favourable factor.

Anomalous accumulations of other metals might have formed in a similar method.

The results also admit possible formation of metal accumulations in metasilicites in other ways and in different times, e. g. during the deposition or diagenesis of the silica.

Translation E. Jassingerová

#### Vysvetlivky k fotografickým tabulkám XXV—XXVIII

##### Tab. XXV

Mikrofotografie metasilicitu, vzorek K-151. Zkřížené nikoly. Foto P. Mrázek.

##### Tab. XXVI

Mikrofotografie metasilicitu, vzorek K-245. Zkřížené nikoly. Foto P. Mrázek.

##### Tab. XXVII

Mikrofotografie metasilicitu, vzorek K-269. Zkřížené nikoly. Foto P. Mrázek.

##### Tab. XXVIII

Mikrofotografie metasilicitu, vzorek K-327. Zkřížené nikoly. Foto P. Mrázek



Pavel Ondra — Jaromír Hanák

## Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogenní pánve a jejich geologická interpretace

7 obr., anglické resumé

**Abstract.** The authors present the results of laboratory measurements of volume density, bulk density, porosity, magnetic susceptibility and of gammaspectrometric determination of Th, U and K on cores from 28 drill holes in the East-Slovakian Neogene Basin. Depth changes, changes according to stratigraphic stages and lateral changes were studied in Miocene sediments. Some samples represent rocks of subsurface volcanic bodies and rocks of the pre-Miocene basement of the basin.

### Úvod

Východoslovenská neogenní pánev byla během posledních 25 let předmětem intenzivního vrtného a povrchového geofyzikálního výzkumu. Ke správné interpretaci geofyzikálních měření jsou nezbytné správné informace o fyzikálních vlastnostech hornin. Ze statistického zpracování hustotních parametrů, magnetické susceptibilita a koncentrací radioaktivních prvků vyplývají kromě toho i závěry, které mají význam pro řešení některých litologických problémů.

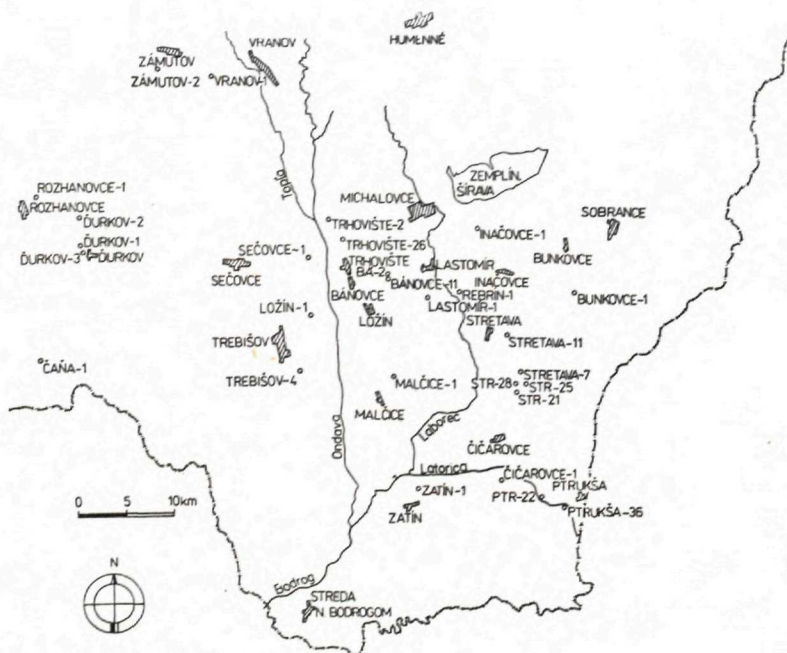
K měření fyzikálních parametrů byla použita standardní metodika vypracovaná v Ústavu užité geofyziky (nyní Geofyzika n. p. Brno). Hustotní parametry a porozitu jsme měřili metodou trojího vážení s chybou  $\pm 0,003 \cdot 10^{-3} \text{ kg m}^{-3}$ , u porozity činí chyba  $\pm 0,2 \%$ , magnetická susceptibilita byla měřena střídavným indukčním mostem KLY-2 s citlivostí  $4 \cdot 10^{-8} \text{ J. SI}$ . Spektrální měření obsahu thoria, uranu a draslíku bylo provedeno metodou scintilační detekce krystalu NaJ gamaspektrometrem NTA-512 (výrobce KFK Budapest) se střední chybou měření pro Th  $\pm 1,0 \text{ ppm}$ , pro U  $\pm 0,5 \text{ ppm}$  a pro K  $\pm 0,3 \%$ . Fyzikální vlastnosti byly stanoveny na jádrech vrtů, které provedly Moravské naftové doly, závod Michalovce.

Autory tohoto článku byly odebrány vzorky jader z následujících vrtů: Ptrukša — 22,36; Ďurkov — 3; Trhovište — 2; Zámotov — 2; Malčice — 1; Rebrín — 1; Lastomír — 1; Zátín 1; Bánovce — 2, 11; Čičarovce 1,8. Kromě toho jsou do našeho souborného zpracování zahrnuta měření pracovníků závodu IVT n. p. Geofyzika. Výsledky těchto měření jsou uvedeny v práci E. PÍCHOVÉ (1983), kde jsou shrnuta též měření J. Uhmanna. Jde o jádra následujících vrtů: Ďurkov 1,2;

Rozhanovce — 1; Prešov — 1; Trhovište — 26; Bunkovce — 1; Ložín — 1; Trebišov — 4; Čaňa — 1; Sečovce — 1. V tomto článku je tedy celkem hodnoceno asi 1100 hustotních a susceptibilitních měření a 700 měření přirozené radioaktivity na 28 vrtech v rozmezí hloubek 0—4 km. Schematická mapa se zanesenými vrty, které jsou zahrnuty do zpracování, je znázorněna na obr. 1. Vrt Prešov — 1 se nalézá již mimo území zobrazené mapou.

Soubor nových poznatků o vulkanismu, stratigrafii, litologii, paleogeografii a tektonice uloženin východoslovenské neogenní pánve a jejího podloží je uveden např. v pracích R. RUDINCE (1977, 1980), J. TÓZSÉRA—R. RUDINCE (1975), J. ČVERČKA (1977) a D. ĎURICI (1982). Podle R. RUDINCE (1977) sedimentovaly uloženiny východoslovenské neogenní pánve celkem v šesti cyklech: 1. chat — eger — egenburg; 2. karpat, 3. spodní a střední bádén; 4. svrchní bádén; 5. sarmat; 6. panon — pliocén. V našem vzorkovém materiálu jsou zastoupeny uloženiny všech stratigrafických stupňů, horniny pliocénu a panonu jsou však reprezentovány relativně malým počtem vzorků. Kromě miocenních sedimentů hodnotíme bádénské a sarmatské andezity a některé typy hornin předmiocenního podloží pánve.

Jádra s ryolity, andezity či tufy jsme zpracovali z vrtů Zámutov — 2 (ryolity), Zátin — 1, Čičarovce 1,8; Stretava 7, 21, 25. Ve vrtech Čičarovce 1 a 8 byly zastíženy andezity sarmatského podpovrchového tělesa Vojany — Beša, ve vrtě Zátin — 1 pak andezity bádénského tělesa zemplínského vulkanického masívu. Ve vrtech Stretava pak jde rovněž o andezity bádénského stáří. Horniny předtercierního podloží pánve



Obr. 1 Schematická mapa situace zpracovaných vrtů



jsme měřili z jader vrtů Bunkovce — 1; Trhovište — 26; Prešov — 1; Ďurkov 1, 2, 3; Rozhanovce — 1; Rebrín — 1; Ptrukša — 22; Iňačovce — 1; Čaňa — 1. Jde zejména o karbonatické horniny mezozoika (většinou dolomity) a dále mladopaleozoické fylity až fylitizované břidlice a metamorfované psamity až psefity (arkózy a konglomeráty).

### Hustotní parametry, porózita

Naměřené hodnoty hustotních parametrů byly zpracovány jednak vypočtením průměrů po 500 m hloubky (viz tab. 1), jednak sestrojením křivek hloubkové závislosti klouzavými průměry po 500 m s krokem 100 m. V tab. 1 je uvedena též t. zv. přirozená hustota — tj. hustota horniny s póry zaplněnými (na 100 %) vodou. Hloubkové závislosti jsou konstruovány odděleně pro pískovce a pro jílovce s prachovci. Křivky hloubkových závislostí jsme sestrojili zvlášť pro 1. pliocén až panon, 2. sarmat, 3. kolčovské souvrství — (rotaliovou zónu); 4. bolivino-bulimino-vou zónu, 5. spodní až střední báden, 6. karpát, 7. eger — egenburg (obr. 2 až 8).

U objemových hustot se projevuje obvyklý jev kompakce s hloubkou. Přibývání však není lineární — asi do 2 km roste hustota relativně rychle, od 2 km níže pomaleji, kolem 3—4 km se nárůst zastavuje. Z toho důvodu též upouštíme od vyjádření hloubkových závislostí lineární aproximací. Obrat křivky pro karpát směrem k nižším hustotám v hl. 3—4 km je zapříčiněn vzorky z vrtu Trhovište — 26, které obsahují evaporické sedimenty. Přítomná sůl, resp. její část byla posléze rozpuštěna, čímž došlo ke zvětšení pórového prostoru, tedy snížení objemových hustot. Z grafů hloubkových závislostí jak pro jílovce s prachovci (obr. 2), tak i pro pískovce (obr. 3), je zřetelný rozdíl hustot podle stáří — pro mladší stupně sarmat, pliocén až panon jsou hustoty nižší než v ekvivalentních hloubkách pro karpát příp. eger, egenburg.

Mineralogická hustota vykazuje rovněž rozdíly mezi jednotlivými stupni (t. j. stářím) uloženin (obr. 4, 5). Rozdíly mezi stářím se projevují zejména v kontrastu mezi sarmatem a karpatem do hloubky přibližně 2,5 km. Diference  $0,05 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  je pro mineralogickou hustotu relativně velká. Kolísání průměrných hodnot pro bádenská souvrství vysvětlujeme příměsí vulkanického materiálu.

Křivky porózity (obr. 6, 7) jsou zrcadlovým odrazem objemových hustot. Projevují se zde výrazné rozdíly podle stáří (zejména mezi pliocénem—sarmatem—karpatem) — mladší stupně mají porózitu významně nižší než horniny stupňů starších v ekvivalentních hloubkách. „Obrácený“ průběh křivky porózit karpátu v hl. kolem 4 km je pravděpodobně způsoben rozpuštěním soli z hornin jader vrtu Trhovište — 26. Rozdíly mezi stářím jsou ještě výraznější u pískovců ve srovnání s jílovci.

Na obr. 8 jsou dokumentovány velikosti objemových hustot u pískovců a jílovců sarmatu a karpátu. Kromě již zmíněných rozdílů podle stáří je zřejmé, že zatímco u sarmatských uloženin je hustota pískovců nižší než u jílovců, jsou u karpátu hustoty obou typů přibližně stejné. Stářím se tedy rozdíly hustot mezi psamity a pelity stírají.

Dále jsme hodnotili laterální změny hustot a porózit s ohledem na hloubku

Tabulka hustotních parametrů a porózity

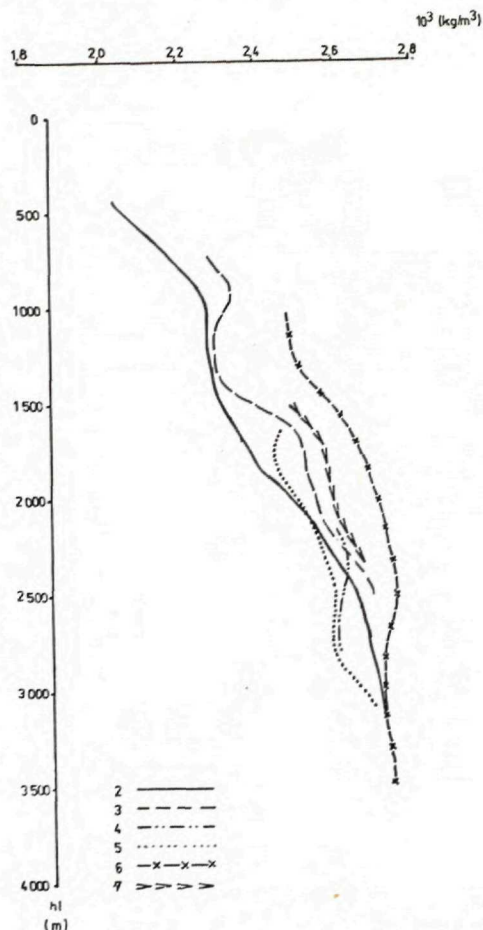
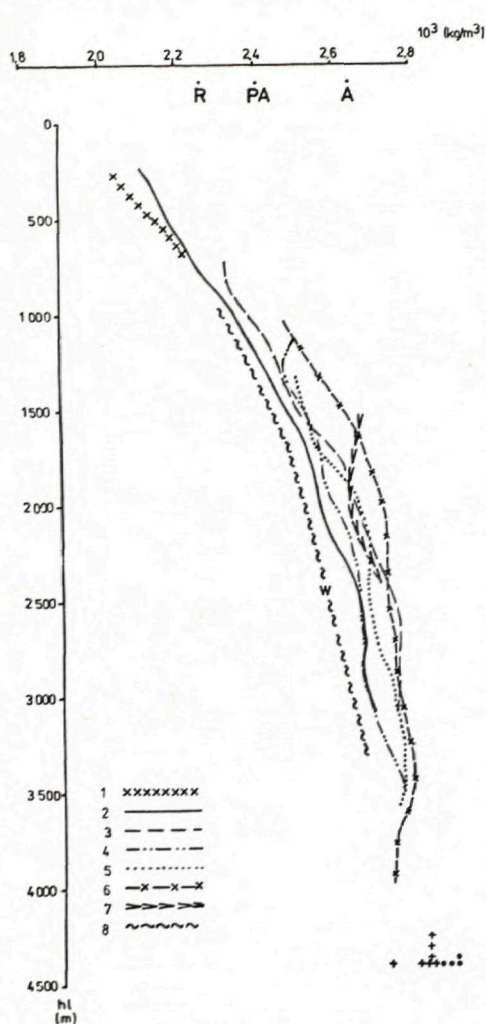
Stratigrafický stupeň hloubkové rozmezí (m)		Objemová hustota $10^3 \text{ kg/m}^3$		Mineral. hustota $10^3 \text{ kg/m}^3$		Porózita %		Přirozená hustota $10^3 \text{ kg/m}^3$	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	n
1 pliocen									
0 – 500	P	2,00	0,014	2,72	0,071	26,4	2,54	2,27	2
	J	1,92	0,083	2,66	0,044	28,8	4,00	2,18	7
– 1000	P	1,80	0,193	2,59	0,067	30,7	5,81	2,10	4
	J	2,01	0,237	2,68	0,127	24,8	6,18	2,26	12
2 sarmat									
0 – 500	P	2,00	0,014	2,72	0,071	26,4	2,55	2,26	2
	J	2,01	0,112	2,67	0,037	25,1	4,75	2,25	17
– 1000	P	2,10	0,192	2,69	0,049	22,0	9,03	2,32	12
	J	2,16	0,127	2,70	0,031	20,9	5,90	2,34	67
– 1500	P	2,17	0,136	2,67	0,055	18,2	4,30	2,37	15
	J	2,30	0,114	2,71	0,037	14,7	4,10	2,37	94
– 2000	P	2,30	0,126	2,70	0,022	13,4	5,06	2,47	6
	J	2,43	0,087	2,71	0,047	11,1	3,39	2,52	76
– 2500	P	2,49	0,101	2,72	0,026	8,7	3,47	2,57	6
	J	2,52	0,070	2,72	0,058	7,4	2,78	2,59	48
– 3000	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,58	0,114	2,72	0,014	5,6	1,45	2,62	26
– 3500	P	2,65	0,014	2,72	0,001	2,4	0,50	2,68	2
	J	2,62	0,047	2,74	0,001	4,6	1,69	2,67	4
3 rotaliová zóna (kolčovské souvrství) — svrchní baden									
500 – 1000	P	2,17	0,225	2,70	0,084	19,3	8,30	2,37	16
	J	2,21	0,138	2,71	0,057	18,6	5,60	2,39	23
– 1500	P	2,33	0,209	2,70	0,017	16,0	7,00	2,43	12
	J	2,37	0,128	2,72	0,047	12,8	4,50	2,50	29
– 2000	P	2,43	0,152	2,70	0,028	9,8	5,44	2,53	8
	J	2,53	0,059	2,72	0,031	6,8	2,61	2,60	18
– 2500	P	2,57	0,069	2,70	0,010	4,5	2,63	2,62	4
	J	2,58	0,073	2,72	0,022	4,8	2,61	2,64	35
– 3000	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,66	0,022	2,72	0,018	2,1	0,92	2,68	8
– 3500	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,66	0,028	2,73	0,007	2,8	0,71	2,68	2
4 bolivino-buliminová zóna — svrchní baden									
500 – 1000	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,45	0,041	2,72	0,006	10,0	1,49	2,55	4
– 1500	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,35	0,050	2,68	0,060	12,2	0,30	2,48	4
– 2000	P	2,48	0,106	2,69	0,042	8,0	2,33	2,55	2
	J	2,46	0,056	2,72	0,024	9,2	2,45	2,56	16
– 2500	P	2,53	0,109	2,70	0,017	5,3	1,26	2,61	5
	J	2,54	0,077	2,73	0,017	7,2	2,96	2,60	42



Stratigrafický stupeň hloubkové rozmezí (m)		Objemová hustota $10^3 \text{ kg/m}^3$		Mineral. hustota $10^3 \text{ kg/m}^3$		Porózita %		Přirozená hustota $10^3 \text{ kg/m}^3$	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	n
- 3000	P	2,54	0,103	2,74	0,060	7,5	3,19	2,61	10
	J	2,56	0,073	2,73	0,024	6,1	2,42	2,61	64
- 3500	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,63	0,066	2,73	0,022	3,6	2,38	2,67	37
5 střední a spodní baden									
1000 - 1500	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,43	0,094	2,75	0,022	12,2	2,50	2,54	14
- 2000	P	2,32	0,104	2,66	0,033	12,3	4,80	2,46	7
	J	2,50	0,022	2,71	0,014	9,7	4,91	2,54	6
- 2500	P	2,49	0,083	2,70	0,009	8,0	2,75	2,56	8
	J	2,60	0,104	2,70	0,022	3,5	4,38	2,64	9
- 3000	P	2,50	0,071	2,68	0,035	7,0	1,63	2,56	2
	J	2,60	0,119	2,71	0,037	3,9	4,00	2,64	21
- 3500	P	2,66	0,017	2,72	0,004	1,7	0,58	2,69	4
	J	2,68	0,053	2,73	0,022	1,9	1,60	2,70	30
- 4000	P	2,72	0,001	2,74	0,001	1,0	0,50	2,72	2
	J	2,63	0,040	2,72	0,028	3,0	1,57	2,67	21
6 karpát									
500 - 1000	P	2,42	0,269	2,72	0,007	11,3	9,76	2,52	2
	J	2,35	0,062	2,71	0,012	13,3	2,13	2,48	5
- 1500	P	2,41	0,065	2,73	0,012	11,4	2,41	2,53	9
	J	2,43	0,104	2,75	0,025	11,7	3,46	2,54	6
- 2000	P	2,58	0,093	2,74	0,022	5,9	2,82	2,64	10
	J	2,58	0,058	2,75	0,030	6,1	2,24	2,64	18
- 2500	P	2,67	0,048	2,77	0,030	3,8	1,05	2,70	13
	J	2,63	0,036	2,74	0,028	4,0	1,95	2,67	20
- 3000	P	2,65	0,010	2,71	0,010	2,1	0,37	2,67	7
	J	2,65	0,021	2,74	0,024	3,0	1,53	2,69	8
- 3500	P	2,66	0,021	2,73	0,057	2,6	1,27	2,68	2
	J	2,69	0,025	2,74	0,024	1,7	1,04	2,71	10
- 4000	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,65	0,103	2,75	0,031	3,4	4,08	2,69	23
- 4500	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,69	0,032	2,74	0,037	1,8	2,15	2,71	5
egenburg — eger									
1000 - 1500	P	—	—	—	—	—	—	—	—
	J	2,58	0,025	2,76	0,023	6,5	0,98	2,64	5
- 2000	P	2,50	0,082	2,70	0,016	7,4	2,59	2,57	10
	J	2,56	0,034	2,74	0,012	6,5	1,10	2,63	9
- 2500	P	2,58	0,060	2,70	0,015	4,8	1,88	2,62	12
	J	2,57	0,087	2,71	0,028	5,3	3,28	2,62	6
- 3000	P	2,64	0,031	2,70	0,010	2,5	1,07	2,66	4
	J	2,62	0,015	2,70	0,008	3,0	0,77	2,65	5

P — pískovce, J — jílovce,  $\bar{x}$  — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků

uložení. Rozložení vrťů v ploše a jejich jádrování není natolik pravidelné, aby se tato problematika dala řešit detailně. K jistým závěrům však lze dojít i na základě existujícího materiálu. Hodnotíme-li v jednom statistickém souboru vrty nacházející se nad sačurovsko-horovsko-oborínskou depresí, tedy nad částí pánve s maximálními mocnostmi miocénu (vrty Bánovce 2, 11, Lastomír — 1, Stretava 7, 11, 21, 24;

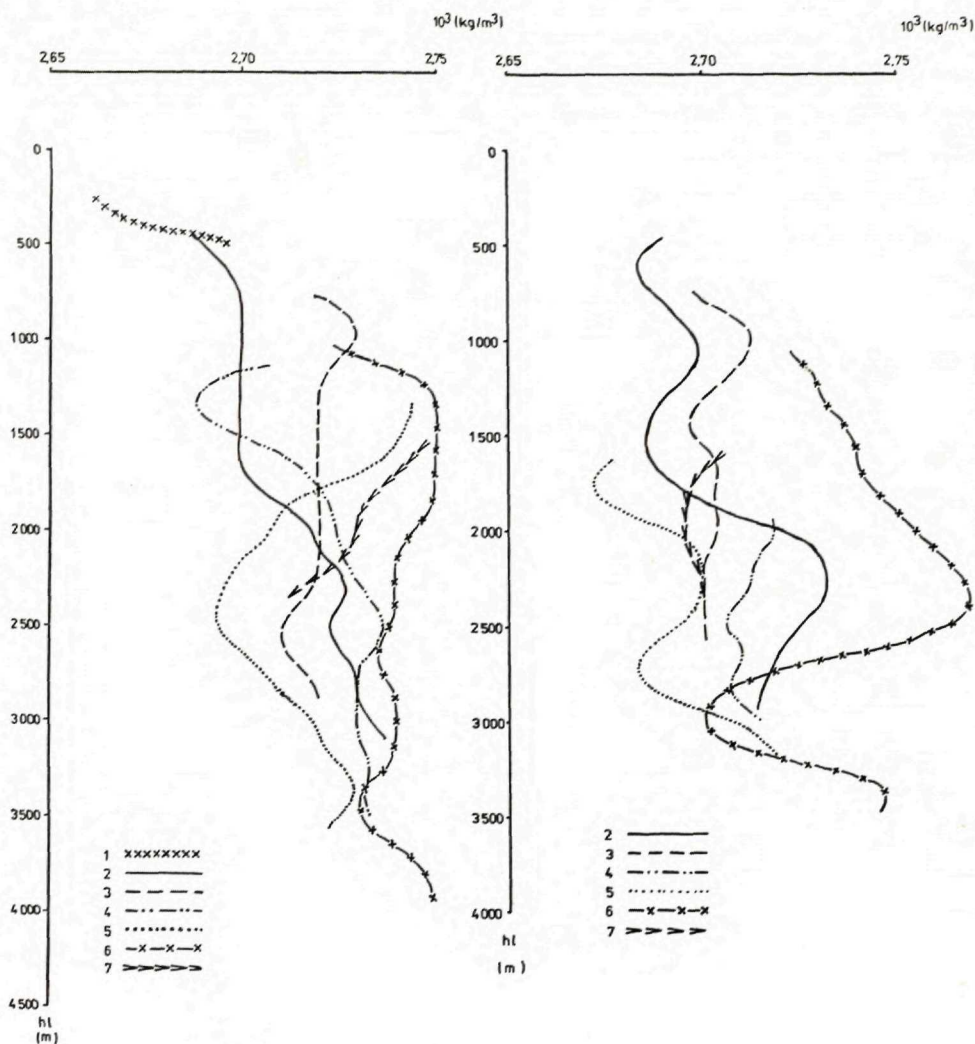


Obr. 3 Závislost objemových hustot na hloubce (hl) pro pískovce pro jednotlivé stratigrafické stupně. Označení jako u obr. 2.

Obr. 2 Závislost objemových hustot na hloubce (hl) pro jílovce a prachovce pro jednotlivé stratigrafické stupně s vyznačením aritmetických průměrů pro předtercierní horniny a neovulkanické produkty 1 — Pliocén, panon; 2 — sarmat; 3 — svrchní baden-rotaliová zóna; 4 — svrchní baden-bolivino-bulimínová zóna; 5 — střední a spodní baden; 6 — karpat; 7 — eger a egenburg; 8 (W) — závislost objemových hustot na hloubce pro sedimenty vídeňské pánve. Předtercierní horniny: křížky-fylity a fylitické břidlice; body: karbonátické horniny (dolomitické vápence, dolomity). Neovulkanity: R — ryolity, PA — propylitizované andezity, A — pyroxenické andezity.



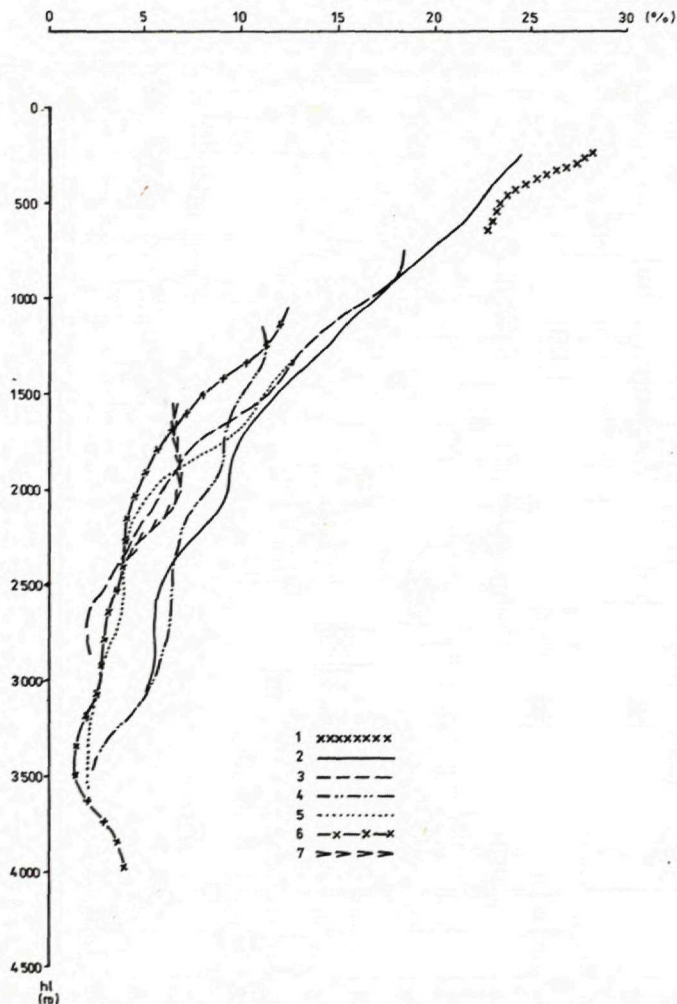
Malčice — 1 ; Čičarovce — 1, 8) a vrty ostatní v souboru druhém zjistíme, že hustoty ve vrtech nad centrální depresí jsou v ekvivalentních hloubkách nižší, než ve vrtech mimo depresi. V hodnocených vrtech nad centrální depresí je průměrná úroveň baze sarmatu o 900 níže než v průměru vrtů ostatních. Hloubku baze bádenu nelze srovnávat, protože v místech maximální subsidence ji vesměs vrty nezastihly.



Obr. 4 Závislost mineralogických hustot na hloubce (hl) pro jílovce a prachovce pro jednotlivé stratigrafické stupně Označení jako u obr. 2.

Obr. 5 Závislost mineralogických hustot na hloubce (hl) pro pískovce pro jednotlivé stratigrafické stupně Označení jako u obr. 2.

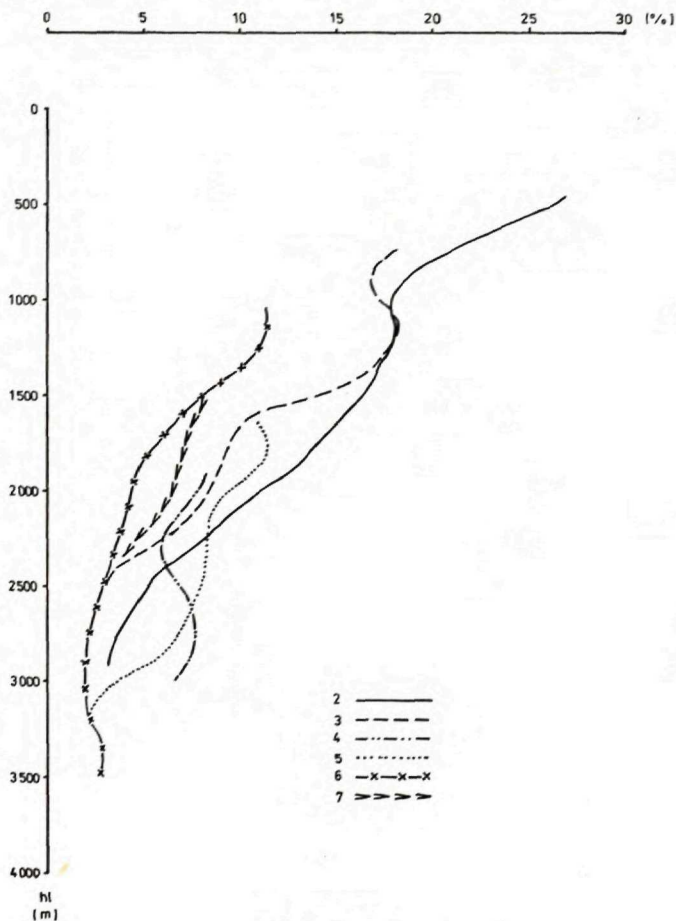
Skutečnost dokumentují tab. 2, 3 a obr. 9. U tohoto grafu je vynášena hloubková závislost průměry po 500 m, je též vyznačen počet vzorků, z nichž byl vypočítán průměr a výsledek statistického t-testu, kde je hodnocena odlišnost průměrů ve vrtech nad centrální depresí a mimo ni v ekvivalentních hloubkách. Z výsledků testu je zřejmá významná odlišnost obou oblastí. Významné rozdíly byly prokázány i v analogickém porovnání porózit. Průměrná diference objemových hustot sedimentů v ekvivalentních hloubkách nad centrální depresí a v částech pánve mimo ni je tedy asi  $0,08 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ , což je pro gravimetrické měření důležitá skutečnost.



Obr. 6 Závislost porózy na hloubce (hl) pro jílovce a prachovce pro jednotlivé stratigrafické stupně. Označení jako u obr. 2.

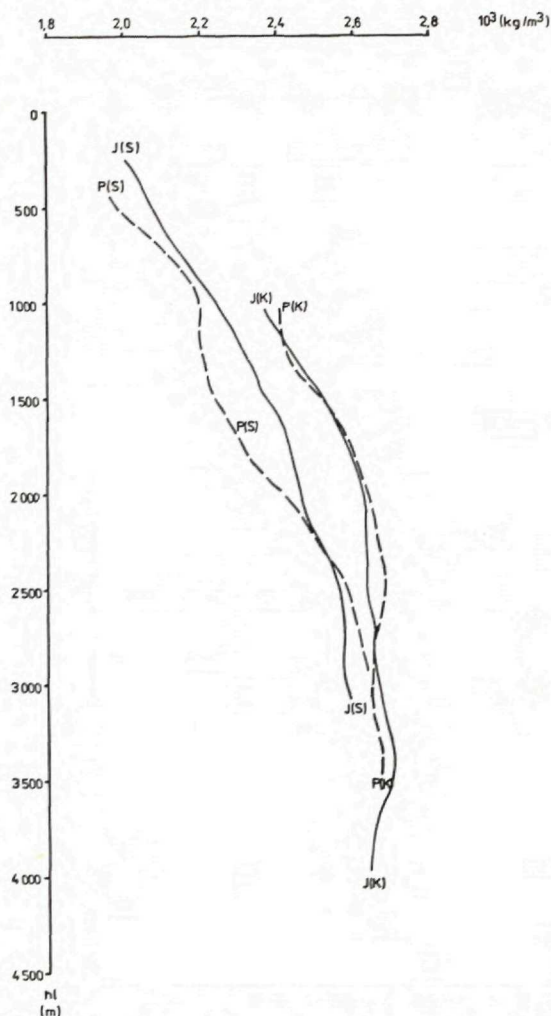


Mezi vzorky neovulkanitů jsou zastoupena jádra andezitů podpovrchových těles Vojany—Běša, malčického vulkánu a zemplínského vulkanického masívu. Mezi vzorky bádenských a sarmatských andezitů nelze z petrografického hlediska nalézt rozdíly. Jde o augitické až dvojpyroxenické andezity, které jsou však zastiženy různým stupněm přeměn. Tyto přeměny značně ovlivňují fyzikální vlastnosti. V prvním stadiu hypergenních přeměn jsou rozloženy tmavé součástky — bývají nahrazovány směsí opálu, chalcedonu, jílovými minerály, chlority, příp. směsí minerálů epidot-zoisitové skupiny, v dalším stadiu podléhají rozkladu i vyrostlice plagioklasů. Zpracováváme proto zvlášť propylitizované andezity a andezity s méně



Obr. 7 Závislost porózy na hloubce (hl) pro pískovce pro jednotlivé stratigrafické stupně Označení jako u obr. 2.

pokročilým stupněm hypergenních přeměn. Výsledky měření objemových hustot jsou znázorněny na obr. 2. Přeměněné andezity mají nižší objemovou hustotu než nepřeměněné. Skutečnost je však způsobena především zvýšenou pórovitostí, nikoli sníženou mineralogickou hustotou. Póry při přeměnách vznikly odnosem destručovaných minerálů. Mineralogická hustota se hypergenními přeměnami podstatně nesnižuje. K témuž závěru dospěl i L. Husák (in ŠEFARA et al. 1976) při studiu hustot středoslovenských neovulkanitů. Skutečnost vysvětlujeme tak, že tmavé minerály jsou pseudomorfovány formami  $\text{SiO}_2$ , chloritem, karbonáty a minerály skupiny epidotu, podobně jako i plagioklasy. Zatímco tedy pyroxeny jsou nahrazovány



Obr. 8 Závislost objemových hustot na hloubce (hl) pro pískovce (P) a jílovce (J) karpátu (K) a sarmatu (S)



relativně „lehčí“ směsí minerálů, jsou plagioklasy pseudomorfovány týmiž sekundárními produkty, které jsou však vzhledem k původnímu plagioklasu (oligoklas — labradorit) relativně „těžší“. Tím dochází k hustotnímu vyrovnání rozdílů mezi tmavými a světlými minerály, takže mineralogická hustota zůstává zhruba nezměněna. Ze srovnání hustot andezitů a sedimentární výplně pánve dále vyplývá, že přibližně od hl. 2—2,5 km níže se nemusí subvulkanická tělesa a výplň vzájemně lišit.

Horniny předtercierního podloží. V grafu obr. 2 jsou zaneseny objemové hustoty jednotlivých petrografických typů — průměr pro jeden vrt je vždy vyznačen jedním symbolem. Z hlediska hustot lze rozlišit typy dva: fylity a fylitické břidlice

Tabulka 2

Tabulka objemových a přirozených hustot pro sedimenty sarmatu ve vrtech nad centrální depresi

Hloubkové rozmezí (m)		Objemová hustota 10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup>		Přirozená hustota 10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup>	
		$\bar{x}$	s		
500 – 1000	P	—	—	—	—
	J	2,11	0,161	2,26	14
– 1500	P	2,08	0,122	2,29	6
	J	2,25	0,108	2,42	44
– 2000	P	2,27	0,112	2,43	4
	J	2,38	0,089	2,50	32
– 2500	P	2,48	0,100	2,57	6
	J	2,51	0,077	2,59	44
– 3000	P	—	—	—	—
	J	2,57	0,028	2,62	14
– 3500	P	2,65	0,014	2,67	2
	J	2,58	0,014	2,64	2

P — pískovce, J — jílovce,  $\bar{x}$  — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků

Tabulka 3

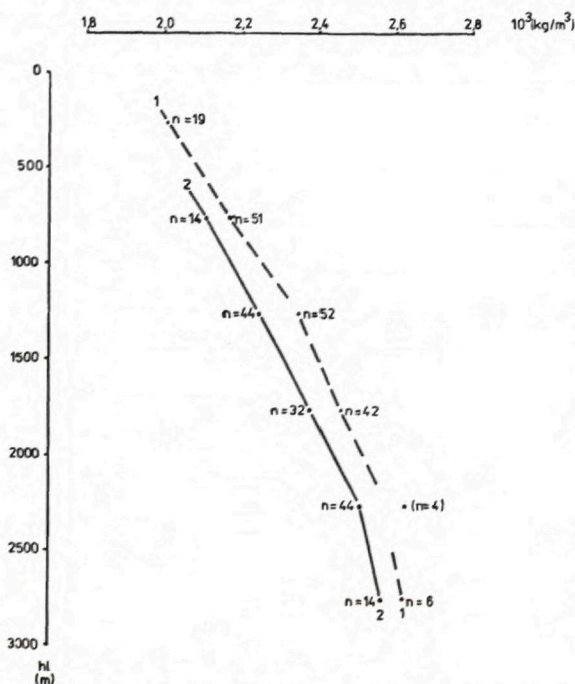
Tabulka objemových a přirozených hustot pro sedimenty sarmatu ve vrtech mimo centrální depresi

Hloubkové rozmezí (m)		Objemová hustota 10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup>		Přirozená hustota 10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup>	
		$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	n
0 – 500	P	2,00	0,014	2,26	2
	J	2,01	0,097	2,26	19
– 100	P	2,10	0,192	2,32	12
	J	2,17	0,114	2,37	51
– 1500	P	2,23	0,105	2,40	9
	J	2,35	0,100	2,48	52
– 2000	P	2,38	0,120	2,50	2
	J	2,46	0,068	2,50	42
– 2500	P	—	—	—	—
	J	2,63	0,065	2,67	10
– 3000	P	—	—	—	—
	J	2,62	0,026	2,66	6

P — pískovce, J — jílovce,  $\bar{x}$  — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků

s případnými vložkami arkóz a karbonatické horniny — převážně dolomitizované vápence až dolomity. Extrapolujeme-li průběh hloubkové závislosti hustot miocenních sedimentů do 5—6 km je pravděpodobné, že v nejhlubších částech pánve nemusí být vždy dostatečný hustotní kontrast mezi miocénem a fylitickými břidlicemi v jeho podloží.

Příčin, které způsobují rozdílné objemové hustoty v ekvivalentních hloubkách nad centrální depresí pánve a v oblastech mimo ni, může být zřejmě více. Jedna z nejvýznamnějších tkví pravděpodobně v subsidenci pánve. Bezprostředně po uložení (např. bádenu) nastala kompakce souvrství, vytvořil se hustotní a porózní gradient. Je známo, že gradient se v poměrně krátkém časovém intervalu po uložení fixuje. Poklesem se sedimenty dostanou do větších hloubek, zatížení dalšími uloženinami již jejich poróznost podstatněji nezmění. V místech s maximální subsidencí se tedy dostanou uloženiny s takto fixovanou porózností relativně níže, než v místech poklesu méně intenzivního. Náš poznatek o relativně nižších hustotách nad centrem pánve je v souladu s zjištěním M. MORŤOVSKÉHO—R. LUKÁŠOVÉ (1981), kteří konstatují nižší rychlosti seismických vln nad částí pánve s maximálními mocnostmi miocénu. Izolinie objemových hustot a porózit nejsou tedy vodorovné, ale jsou ovlivněny reliefem dna pánve. Skutečnost je možno považovat za ověřenou pro oblast centrální deprese.

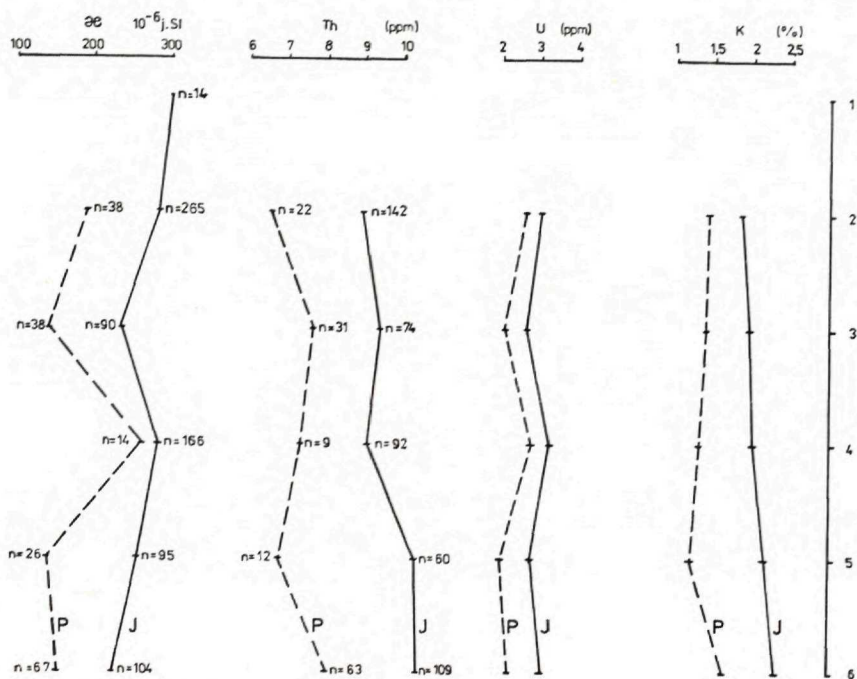


Obr. 9 Závislost objemových hustot na hloubce pro jílovce a prachovce pro: 1 — vzorky z vrtů mimo centrální depresi; 2 — vzorky z vrtů, které jsou lokalizovány nad centrální depresí; n — počet naměřených vzorků pro interval 500 m. T — difference průměrů mezi oběma regiony byla T — testem pro interval 500 m potvrzena.



Při posuzování změn hustot a porózit podle stáří sedimentů a hloubky jejich uložení však nelze opominout i vliv relativně vysokého teplotního gradientu ve východoslovenské neogenní pánvi. Teplotní pole zde bylo detailně popsáno v pracích R. RUDINCE (např. 1978), D. ĎURICA—M. FALC—M. SUK (1979) a D. ĎURICA (1982) zjistili, že „prohřátím“ miocenních sedimentů zde dochází k recentním metamorfním jevům. Hlavní jejich poznatky lze shrnout do několika bodů: 1. zrno pelitů se zvětšuje s hloubkou vlivem rekrystalizace až na velikost 1 mm. 2. Od 3 km níže zcela mizí kaolinit a montmorillonit a je nahrazen hydroslídami a chlority, příp. autigenním illitem a křemenem. Minerální asociace odpovídá facií zelených břidlic. 3. S hloubkou roste stupeň prouhelnění organických komponent. 4. Analýzy DTA ukazují na plynulý úbytek vázané vody v sedimentech s hloubkou. Z toho vyplývá, že od hloubky zhruba 3—4 km níže nelze již hovořit o „jílovcích“ v pravém slova smyslu — jde o sericitické až sericiticko-chloritické břidlice.

Tyto poznatky lze doplnit o výsledky DTA jílovců karpatu a spodního miocénu z vrtu Prešov — 1 podle J. MAGYARA (1975). Od hloubky asi 800 m se v karpatu již prakticky nevyskytuje kaolinit ani montmorillonit — pouze hydroslídy, chlorit, karbonáty, kterými jsou jílové minerály zcela nahrazeny. V karpatu se tedy



Obr. 10 Střední magnetická susceptibilita ( $\chi$ ) a koncentrace Th, U a K pro pískovce (P) a jílovec (J) pro jednotlivé stratigrafické stupně: 1 — pliocén a panon; 2 — sarmat; 3 — svrchní bádén, rotaliová zóna; 4 — svrchní bádén, bolivino-buliminová zóna; 5 — střední a spodní bádén; 6 — karpat, eger, egenburg; n — počet měřených vzorků.

setkáváme s podobnými jevy již v hl. kolem 1 km, zatímco v mladších stupních — sarmatu a bádenu jsou konstatovány až v hloubce kolem 3 km. Z toho vyvozujeme, že stupeň metamorfózy a tedy i výrazné ovlivnění fyzikálních vlastností nezáleží pouze na hloubce uložení pod recentním povrchem (resp. nadmořské výšce jednotlivých horizontů), nýbrž i na časovém faktoru působení teploty, které bylo u sedimentů karpátu a spodního miocénu delší, než u bádenu a sarmatu. Tak zle vysvětlit i popsané rozdíly v kompakci pískovců a jílovců karpátu na straně jedné a bádenu a sarmatu na straně druhé. Při méně intenzivním (kratším) působení fyzikálních faktorů metamorfózy (zvláště teploty) podléhají rekrytalizaci zejména jemnozrnné horniny, proto jsou pískovce sarmatu „lehčí“ než jílovce téhož stáří. Teprve při delším působení (tj. v případě sedimentů karpatského stáří) se rozdíly v objemových hustotách mezi oběma petrografickými typy vyrovnávají. K tomu přistupuje ještě fakt, že podle D. ĐURICI (1981) nejsou metamorfnní jevy ukončeny — zvláště pokud jde o sedimenty bádenu a sarmatu — horniny dosud nedosáhly rovnovážného stavu, přeměny recentně pokračují. Působení teploty je tedy postupné, což vliv časového faktoru činí více pravděpodobným.

Skutečnost, že podmínky diagenese miocenních sedimentů podvihorlatské a košické pánve jsou odlišné např. od pánve vídeňské, kde je teplotní gradient nižší, dokládá srovnání obou molas na obr. 2. Hloubková závislost hustot uloženin vídeňské pánve je zde vynesena podle J. UHMANN (1980). Asi od 1 km níže je průměrná objemová hustota neogenní výplně vídeňské pánve asi o  $0,10-0,15 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  nižší než u pánve východoslovenské. Hlavní příčinu rozdílu spatřujeme v metamorfnních jevech v důsledku vysokého teplotního gradientu ve východoslovenské pánvi.

### Magnetická susceptibilita

Výsledky měření magnetické susceptibility miocenních sedimentů jsou zpracovány jednak tabelárně (tab. 4), jednak jsou vyneseny na grafu (obr. 10). Průměry jsou vypočteny odděleně pro pískovce a jílovce s prachovci pro jednotlivé stratigrafické stupně.

Velikost magnetické susceptibility je závislá na přítomnosti akcesorických ferromagnetických minerálů — zejména magnetitu a ilmenitu. Původ těchto minerálů může být jednak ve splavovaných horninách zdrojové oblasti, jednak ve vulkanické komponentě uloženin. Z dokumentačního materiálu je zřejmá celková nižší susceptibilita pískovců ve srovnání s jílovcí. U jílovců je patrná tendence poklesu hodnot od stupňů mladších ke stupňům starším. Relativní zvýšení susceptibility u mladších stupňů může být způsobeno příměsí produktů andezitového vulkanismu v sedimentech, jehož počátek je datován od svrchního bádenu.

Kromě změn hodnot podle stáří lze interpretovat projevy zvýšené susceptibility v sarmatu u jader vrtů Čičarovce 1, 8; Malčice — 1; Ptrukša — 36; v bolivino — buliminové zoně pak u vrtů Lastomír — 1, Stretava — 11, Ptrukša — 22, Rebín — 1, Zatín — 1, Čičarovce — 8. Porovnáme-li velikost magnetické susceptibility jílovců



miocénu např. s jílovcí paleogénu východoslovenského magurského flyše (zlínského — lackovského souvrství račanské a bystrické jednotky, příp. i s lupkowským souvrstvím dukelské jednotky ve vrtu Zboj — 1) zjistíme, že je přibližně shodná s jílovcí miocénu. Protože ve flyši nelze předpokládat významnější přínos vulkanického materiálu, nebude pravděpodobně ani podíl magnetických minerálů, pocházejících z mladého vulkanismu na střední susceptibilitě miocenních sedimentů jako celku příliš velký. Vulkanicky vzniklé magnetické minerály však mohou mít vliv na relativní zvýšení susceptibility lokálního charakteru ve vertikálním i horizontálním směru.

Andezity vykazují relativně vysokou susceptibilitu (tab. 4) která však klesá vlivem hypergenních přeměn, kdy je část magnetitu a ilmenitu oxidována.

Fylitické horniny předtercierního podloží pánve jsou charakteristické hodnotami susceptibility, které jsou přibližně shodné se sedimenty miocenní výplně. Karbonatické horniny podloží však mají susceptibilitu o řád nižší.

Při interpretaci magnetické karotáže v miocénu lze tedy očekávat minima v horizontech psamitických a psefitických hornin a naopak o několik řádů zvýšené hodnoty v případě zastížení produktů andezitového vulkanismu.

### Koncentrace radioaktivních prvků

Velikost přirozené radioaktivity je závislá na koncentraci toria, uranu a draslíku. Každý z těchto prvků se řídí svými zákonitostmi migrace. V sedimentech je torium vázáno jednak na některé klastické těžké minerály (např. zirkon), jednak je

Tabulka 4

Magnetická susceptibilita pískovců (P), jílovců (J), andezitů a hornin podloží podle stratigrafických stupňů —  $10^{-6}$  j. SI

			$\bar{x}$	s	n
1	pliocen	P	68,4	4,8	2
		J	301,7	94,5	14
2	sarmat	P	191,2	108,0	38
		J	286,7	89,7	265
3	rotaliová zóna	P	147,0	55,5	38
		J	230,5	60,2	90
4	bolivino-buliminová zóna	P	262,0	111,0	14
		J	284,2	61,2	166
5	střední a spodní baden	P	144,5	72,7	26
		J	255,7	76,0	95
6	karpat, eggenburg, eger	P	200,9	62,7	67
		J	275,4	66,6	104
7	nepřeměněné andezity		13 044	14 089	26
8	přeměněné andezity		313,4	83,7	12
9	fylitické horniny		279,8	160,9	50
10	karbonatické horniny		36,3	35,6	52

$\bar{x}$  — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků

Obsahy Th, U, K, úhrnná gama-aktivita (Q) a poměr Th/U pískovců (P), jílovců (J), andezitů a hornin podloží

			Th (ppm)		U (ppm)		K (%)		Q (U-ekv)		Th/U		n
			$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
1	pliocen	P	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		J	7,52	2,54	4,18	2,20	0,87	0,70	8,62	3,71	1,92	0,48	4
2	sarmat	P	6,52	2,39	2,69	1,25	1,47	0,64	7,20	2,17	2,94	1,84	22
		J	8,91	2,44	3,08	0,93	1,80	0,56	9,22	1,59	2,99	1,16	142
3	rotaliová zóna	P	7,66	3,65	2,08	1,14	1,40	0,66	6,46	2,58	4,14	2,32	31
		J	9,38	2,75	2,64	0,91	1,97	0,58	8,65	1,64	4,00	2,10	74
4	bolivino-buliminová zóna	P	7,31	3,02	2,83	0,52	1,30	0,67	7,56	2,02	2,65	1,26	9
		J	9,09	2,10	3,25	0,98	1,99	0,56	9,55	1,72	3,00	1,33	92
5	střední a spodný baden	P	6,81	4,09	1,99	1,11	1,10	0,78	5,65	3,24	3,59	1,91	12
		J	10,23	3,10	2,74	0,93	2,14	0,68	9,39	2,27	4,28	3,15	60
6	karpat, egenburg, eger	P	8,07	3,07	2,28	0,98	1,62	0,78	7,30	2,39	4,10	2,14	63
		J	10,34	2,57	3,08	1,69	2,27	0,59	9,85	2,45	3,70	1,84	109
7	nepřeměněné andezity		5,06	1,37	2,31	0,54	0,92	0,51	5,55	1,43	2,24	0,48	13
8	přeměněné andezity		5,58	2,84	3,04	1,65	0,94	1,15	6,87	2,31	2,28	1,25	7
9	fylické horniny		9,62	4,62	2,73	1,10	2,03	0,97	8,42	3,14	3,52	4,20	39
10	karbonat. horniny		3,06	2,48	3,02	1,72	0,35	0,61	4,68	2,20	1,01	1,44	38

$\bar{x}$  — aritmetický průměr, s — směrodatná odchylka, n — počet měřených vzorků



sorbováno na jílové minerály. Význačným geochemickým rysem Th je jeho nízká těžkavost, čímž se zásadně liší od U. Uran může být rovněž vázán na těžké minerály, daleko více se však na jeho celkových koncentracích podílejí sloučeniny vzniklé chemickými pochody v sedimentech. Pochody mohou být buď současné se vznikem sedimentu, nebo epigenetické. Šestimocný U tvoří komplexy, které snadno přecházejí do roztoků. Při změně redox potenciálu se  $U^{6+}$  redukuje na  $U^{4+}$ , jehož komplexy vypadávají z roztoku, čímž dochází ke zvýšení koncentrace (např. na organické komponentě). Kromě toho může být vázán sorpcí na jílových minerálech.

Průměrná koncentrace Th, U a K pro jednotlivé stupně je dokumentována v tab. 5 a grafech obr. 10.

Torium. Obsahy jsou závislé převážně na primárních koncentracích ve zdrojových oblastech sedimentů a na podílu materiálu ryolitového vulkanismu, neboť ryolity jsou toriem relativně bohaté. Vliv zrnitosti je tímto hodnocením eliminován, neboť průměry jsou vypočteny odděleně pro pískovce a jílovce s prachovci. Podle stáří se projevuje mírné obohacení sedimentů spodního a středního badenu a karpátu. Vysvětlujeme to příměsí vulkanického materiálu ryolitového vulkanismu v období před srvcním badenem, kdy ryolitový vulkanismus převládal nad andezitovým. Kromě rozdílů koncentrací Th v jednotlivých stupních existují i rozdíly shledané v jednotlivých vrtech. Přehled o tom podává tab. 6. Vrty s obohacenými obsahy v prachovcích s jílvci se pro určitý stupeň koncentrují v určité části pánve. V sarmatu je to v. a sv. část pánve. Podobná tendence je v bolivino-buliminové zóně — „obohacené“ vrty leží na sv. svazích centrální deprese. V sedimentech kolčovského souvrství (rotaliová zóna) jsou obhaceny uloženy ve vrtech v košícké pánvi, stejně tak jako v karpátu. Domníváme se, že podíl na diferencích v koncentracích Th v horizontálním směru v jednotlivých stupních mohly mít i měnící se oblasti snosu. K obohacení mohly např. významně přispět denudované granitoidní masívy. Snížené obsahy Th u pískovců vzhledem k jílovcům jsou obecně známým jevem, zapříčiněným zvýšenou sorpcí Th na jílové minerály. Průměrná koncentrace v pískovcích činí pouze 77 % z koncentrací Th u jílovců.

Tabulka 6

Průměry vyšších a nižších obsahů Th u prachovců s jílvci (ppm)

	Stratigrafický stupeň	A. obohacené obsahy			B. snížené obsahy		
		$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n
2	sarmat	10,55	2,97	39	8,27	1,85	103
3	rotaliová zóna	13,15	3,11	13	8,57	1,85	61
4	bolivino-buliminová zóna	10,03	1,75	44	8,23	2,01	48
5	spodní a střední baden	13,14	1,91	11	9,58	2,16	49
6	karpát, egenburg, eger	11,49	2,57	50	9,38	2,14	59

Obohacené obsahy — sarmat, vrty: Bunkovce-1, Ptrukša-22, 36, Stretava-7, 11, 28; rotaliová zóna, vrty: Ďurkov-1, 2, Rozhanovce-1; bulivino-buliminová zóna, vrty: Čičarovce-8, Bánovce-2, Vranov-1, Ptrukša-22, Lastomír-1; střední a spodní baden, vrty: Ďurkov-1, Ďurkov-2; karpát, egenburg, eger, vrty: Prešov-1, Ďurkov-1, 2, Rozhanovce-1.

Průměry „snížených“ obsahů vypočteny ze vzorků zbývajících zpracovaných vrtů. Mezi průměry v jednotlivých stupních je mezi obohacenými a sníženými obsahy významný statistický rozdíl hodnocený na hladině  $\alpha = 5\%$ .



Uran. Jak je patrné z grafu obr. 10 nelze interpretovat jednotný trend změny koncentrací vzhledem ke stáří sedimentů. Hodnotíme-li změny v horizontálním směru (tab. 7), pak u sedimentů sarmatu, bolivino-buliminové zóny a středního a spodního badenu nacházíme obohacení ve v. části pánve (v podvihorlatské oblasti), bez výrazné závislosti na stáří. Ke zvýšení jeho koncentrací došlo patrně z větší části epigeneticky, vlivem migrace podzemních vod ve směru na JZ od Vihorladu ke svahům centrální deprese. Obohacení dosahuje pravděpodobně jisté hranice, která je rovnoběžná s podélnou osou pánve — v sedimentech jader vrtů Malčice — 1, Trebičov — 4 a Ložín — 1 nebylo již zjištěno. Průměrné koncentrace U v pískovcích dosahují 80 % koncentrací v jílovcích. Vyšší koncentrace u jílovců lze opět vysvětlit sorpcí na částice jílových minerálů.

Draslík. U jílovců s prachovci je zřejmý plynulý nárůst koncentrací směrem ke starším stupňům (obr. 10). Nárůst lze objasnit kombinací dvou vlivů. Jedním z nich je zvýšený obsah materiálu ryolitového vulkanismu v karpatu a středním a spodním badenu na rozdíl od stupňů mladších. Kromě toho zde pravděpodobně jistou roli hrají metamorfní jevy — zejména illitizace montmorillonitu. Tak je spojena s obohacením K, který vstupuje do struktury montmorillonitu, přičemž je uvolňována voda. Skutečnost, že intenzita přeměny je u starších stupňů vyšší, se projevuje též tendencí ke zvýšeným koncentracím draslíku. Vzhledem k tomu, že jílovce s prachovci jsou na K bohatší než pískovce, je zřejmé, že významným nositelem draslíku je jemnozrnná frakce klastik, pravděpodobně zmíněný illit. Zdrojem K pro přeměnu montmorillonitu mohl být ryolitový vulkanismus a přínos uskutečněn pomocí migrujících podzemních vod.

Obsahy radioaktivních prvků v neovulkanitech. Průměrné obsahy Th jsou u andezitů nižších než u sedimentů. V případě Th nelze prokázat rozdíl koncentrací mezi nepřeměněnými a přeměněnými andezity. Obsahy U jsou u přeměněných andezitů vyšší než v nepřeměněných. Obsahy K jsou u andezitů velmi nízké — přibližně 2× nižší než průměrné obsahy u sedimentů.

Pro karbonatické horniny předneogenního podloží jsou typické velice nízké

Tabulka 7

Průměry vyšších a nižších obsahů U u prachovců s jílovcí (ppm)

	Stratigrafický stupeň	A. obohacené obsahy			B. snížené obsahy		
		$\bar{x}$	s	n	$\bar{x}$	s	n
2	sarmat	3,35	0,79	46	2,92	0,96	86
4	bolivino-buliminová zóna	3,53	0,86	66	2,55	0,88	26
5	střední a spodní baden	3,38	0,96	18	2,47	0,76	42
6	karpat, egenburg, eger	3,39	1,88	73	2,54	1,11	36

Obohacené obsahy — sarmat, vrty: Stretava-11, 28, Trhovište-2, Rebrín-1, Lastomír-1, Čičarovce-8, Bunkovce-1; bolivino-buliminová zóna, vrty: Stretava-7, 11, 21, 25, 28, Čičarovce-1, 8, Lastomír-1, Rebrín-1, Ptukša-22; střední až spodní baden, vrty: Stretava-7, 21, Rebrín-1, Zatín-1, Lastomír-1; karpat, egenburg, eger, vrty: Ďurkov-1, 3; Trhovište-26.

Průměry „snížených“ obsahů vypočteny ze vzorků zbývajících zpracovaných vrtů. Mezi průměry v jednotlivých stupních je mezi obohacenými a sníženými obsahy významný statistický rozdíl hodnocený na hladině  $\alpha = 5\%$ .



koncentrace Th, přičemž koncentrace U jsou srovnatelné s miocenními sedimenty. Tomu odpovídá i nízký poměr Th/U (tab. 5). Tento poměr možno pokládat z geochemického hlediska za normální. U fylitů byly zjištěny relativně vyšší obsahy Th u paleozoika Spišsko-gemerské rudohoří na vrtu Čaňa — 1 (12,3 ppm Th), příp. i karbonských fylitů pozdišovsko-iňačovského bloku (vrt — Iňačovce — 1; 10,7 ppm Th).

## Závěr

Východoslovenská neogenní pánve je charakteristická některými specifickými rysy v průběhu hloubkových závislostí hustotních parametrů. Ty se projevují především v rozdílnosti hustotních parametrů a porózit podle stáří (tj. podle jednotlivých stupňů) a celkově vyšším stadiem kompakce sedimentární výplně ve srovnání např. s vídeňskou pánví — viz J. UHMANN 1980 (srovnání s podunajskou pánví zatím není možné, neboť nebyla dosud podobným způsobem zpracována). To je způsobeno především relativně vysokým geotermickým gradientem, nejvyšším v karpatských molasových pánvích na území ČSSR. Jedna z příčin rozdílů v hustotách a porózitách mezi jednotlivými stupni (tj. podle stáří) je pravděpodobně v časovém faktoru působení teploty, které bylo u karpátu přibližně o 5 až 10. 10<sup>6</sup> let delší než u sarmatu a pliocénu a vyvolalo v souvrstvích příslušné metamorfni a diagenetické změny. Poměrně vysoký stupeň zpevnění neogenních sedimentů je v souladu s popsányými metamorfni jevy (D. ĎURICA 1981), resp. se zobecněnými zákonitostmi vztahů kompakce a velikosti geotermického gradientu (V. M. DOBRYNIN 1968, B. BEZVODOVA 1981).

Důležitou skutečností je též zjištění nižších hustot nad maximálními mocnostmi miocenní výplně ve srovnání s částí pánve s mocnostmi menšími (posuzováno v ekvivalentních hloubkách). Ve stejné hloubce (asi do 3,5 km) jsou tedy sedimenty nad sačurovsko-horovsko-oborínskou depresí v průměru asi o 0,08. 10<sup>3</sup> kg m<sup>-3</sup> „lehčí“ než v ostatních částech pánve. Zde však jde o jev, který pravděpodobně není pouze specifickým rysem východoslovenské pánve, byl zjištěn např. i v pánvi vídeňské (J. UHMANN — ústní sdělení). Příčina tkví v subsidenci centrální části.

Ze srovnání hustot andezitů a sedimentární výplně vyplývá, že zhruba od hl. 2—2,5 km mohou mít andezity přibližně stejnou hustotu jako sedimenty, neboť značná část celkového objemu andezitových těles podlehla hypergenním přeměnám, které zvyšují jejich poróznost (mineralogickou hustotu snižují pouze nevýznamně). Fylitické břidlice až fylity v podloží pánve nemusí mít ve větších hloubkách (t. j. kolem 4—6 km) dostatečný hustotní kontrast vzhledem k miocénu, neboť stupeň kompakce miocénu je poměrně značný. Dostatečnou diferencí mezi podložím a miocénem lze v uvedených hloubkách předpokládat pouze pro případy, kdy podloží tvoří dolomity (zde je pravděpodobná hodnota difference 0,05—0,1 10<sup>3</sup> kg m<sup>-3</sup>).

Rozdíly ve velikosti průměrů magnetické susceptibility pro stratigrafické celky jsou převážně závislé na množství tufitické příměsi andezitového vulkanismu. Relativně velmi vysokou susceptibilitu vykazují andezity. Hypergenními přeměnami

je však oxidován magnetit a ilmenit resp. jejich část, takže susceptibilita propylitizovaných andezitů je snížena.

Zvýšené koncentrace toria vykazují jílovce s prachovci spodního a středního bádenu a karpátu s egerem a egenburgem vzhledem ke stupňům mladším, pokud vypočteme průměry pro sedimenty jednotlivých stupňů jako celku. Kromě toho lze v horizontálním směru jednotlivých stupňů vyčlenit oblasti s relativně vyššími koncentracemi — např. v sarmatu ve v. a sv. části pánve. Obohacení lze vysvětlit buď příměsí materiálu ryolitového vulkanismu, nebo zvýšenými koncentracemi v klasickém materiálu ve zdrojových oblastech. Na rozdíl od Th je obohacení U pravděpodobně převážně epigenetické. Relativní obohacení U vykazují sedimenty v podvihorlatské oblasti, na svazích směrem k centrální depresi. U draslíku je zřejmý nárůst koncentrací směrem ke starším stupňům. To může způsobovat buď zvýšený obsah materiálu ryolitového vulkanismu, nebo illitizace montmorillonitu, která je ve starších stupních intenzivnější. Zdrojem potřebného K pro illitizaci mohl být opět ryolitový vulkanismus.

## Literatura

- BEZVODOVÁ, B. 1981: Přeměny kolektorských vlastností hornin vlivem epigenetických procesů. Věst. Ústf. Úst. Geol. 56, 1 Praha 37—45.
- ČVERČKO, J. 1977: Zlomy ve východoslovenskej neogennej oblasti. Manuskript—Nafta Michalovce.
- DOBRYNIN, V. M. 1968: Izmenenije maksimalnoj pervičnoj poristosti peščanikov na bolšich glubinach. Geologia nefti i gaza 9, Moskva 44—50.
- ĐURICA, D. 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. Mineralia Slov., Monografia 1, Spišská Nová Ves 3—60.
- ĐURICA, D.—FALC, M.—SUK, M. 1979: Recent metamorphism in Neogene sediments of eastern Slovakia. Věst. Ústf. Úst. Geol. 54, 4, Praha 207—213.
- MAGYAR, J. 1975: Výsledky litologicko-petrografického štúdia terciernych hornín vo vrte Prešov — 1. Manuskript—Nafta Michalovce.
- MOŘKOVSKÝ, M.—LUKÁŠOVÁ, R. 1981: Vztah rychlosti seismických vln ve východoslovenské neogenní pánvi ke geologické stavbě. Mineralia Slov., 13, 5 Spišská Nová Ves 405—422.
- PÍCHOVÁ, E. 1983: Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogenní pánve. Manuskript—Geofyzika, n. p. Brno.
- RUDINEC, R. 1977: Paleogeografický, litofaciální a tektogenetický vývoj neogénu na východnom Slovensku a jeho vzťah k vulkanizmu a hĺbkinnej tektonike. Manuskript—Nafta Michalovce.
- RUDINEC, R. 1978: Anomálne vrstevové tlaky a teploty vo východoslovenskej neogennej panve Západných Karpát. Mineralia Slov., 10, Spišská Nová Ves 481—504.
- RUDINEC, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogennej panvy. Mineralia Slov., 12, 6, Spišská Nová Ves 507—531.
- ŠEFARA, J. et al., 1976: Geofyzikálny výskum podložia stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript—Geofyzika n. p. Bratislava.
- TÓZSÉR, J.—RUDINEC, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. Mineralia Slov., 7, 3, Spišská Nová Ves 81—104.
- UHMANN, J. 1980: Geofyzikální průzkum vídeňské pánve a přilehlého pásma vnitřních flyšových Karpat, fyzikální vlastnosti centrální slovenské části vídeňské pánve. Manuskript—Geofyzika, n. p. Brno.



## Physical properties of rocks in East-Slovakian Neogene Basin and their geological interpretation

### Summary

The East-Slovakian Neogene Basin is characterized by some specific features of the course of depth relations, density parameters. The specific features are in different density parameters and porosities according to age (i.e. according to individual stages), and in a generally higher degree of compaction of sedimentary filling in contrast to — for example — the Vienna Basin, cf. J. UHMANN 1980 (a comparison to the Danube Basin is so far impossible because it has not been investigated in this way). It is first of all due to a comparatively high geothermic gradient — the highest one in the Karpatian molasse basins in Czechoslovakia. One of the causes of differences in densities and porosities among the individual stratigraphic stages (according to ages) is most likely the temperature influence in time. In the Karpatian it was by approximately 5—10.10<sup>6</sup> years longer than in the Sarmatian and Pliocene, and caused the respective metamorphic and diagenetic changes. A comparatively high degree of compaction of Neogene sediments is in accordance with the described metamorphic phenomena (D. ĐURICA 1981) or with generalized regularities in relations between compaction and the size of geothermic gradient (V. M. DOBRYNIN 1968, B. BEZVODOVÁ 1981).

It is a significant fact that there are lower densities above the Miocene filling of maximal thickness than in the parts of the basin with smaller thicknesses (studied in equivalent depths). In the same depth (down to about 3.5 km) the sediments above the Sačurov—Horov—Oborin depression by about 0.08.10<sup>3</sup> kgm<sup>-3</sup> in average "lighter" than in other parts of the basin. This phenomenon need not be regarded as a specific feature of the East-Slovakian basin because it was also found in the Vienna Basin (J. UHMANN — personal information). The cause is in subsidence of the central part.

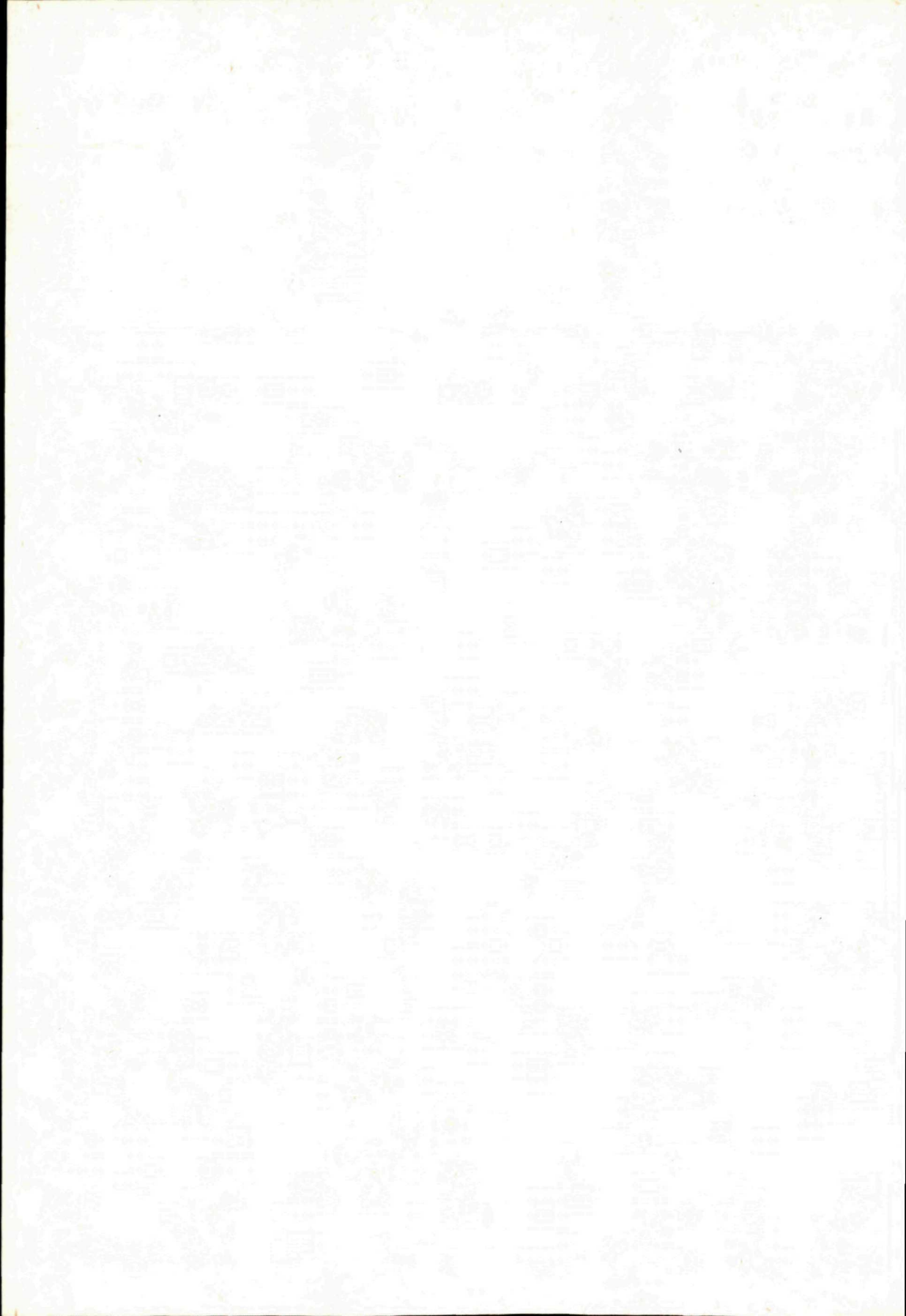
A comparison between densities of andesites and of sedimentary filling shows that approximately from the depth of 2—2.5 km the density of andesites may be the same as of sediments because most andesite bodies underwent hypergenic alterations increasing their porosity (their mineralogic density gets only slightly decreased). Phyllite shales and phyllites in the basement of the basin need not — in greater depths (approx. 4—6 km) — show any sufficient density contrast to the Miocene because the degree of compaction of the Miocene is quite high. Grater differences between the basement and the Miocene can at the depths mentioned — be presumed only in cases when the basement consists of dolomites (probable value of difference is 0.05—0.1 10<sup>3</sup> kgm<sup>-3</sup>).

Differences in the size of averages of magnetic susceptibility of stratigraphic complexes depend mostly upon the amount of tuffaceous admixture of andesite volcanism.

Hypergenic alterations caused oxidation of magnetite and ilmenite or a part of the so that susceptibility of propylitized andesites decreased.

Claystones and siltstones of the Lower and Middle Badenian and Karpatian, Egerian and Eggenburgian show higher thorium concentrations than those in younger stages when we calculate averages for sediments of individual stages as a whole. The individual stages may horizontally be divided into areas of higher concentrations, for example the Sarmatian of the eastern and northeastern parts of the basin. It may be due either to the admixture of the material of rhyolite volcanism or to higher concentrations of clastic material in source areas. In contrast to Th the enrichment with U is mostly epigenetic. Sediments in the sub-Vihorlat area show enrichment with U on slopes toward the central depression. K — concentrations increase toward older stages. It may be due to either higher content of the material of rhyolite volcanism or illitization of montmorillonite which is more intense in older stages. Again the rhyolite volcanism may be the source of K, necessary for illitization.

Translation E. Jassingerová





Imrich Vaškovský

## Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosoils

Nakladateľstvo Geographical Research Institute-Hungarian Academy of Sciences. Hlavný redaktor Márton Pécsi, 325 strán, Budapest, 1984.

Recenzia

Sprašové pokryvy zaberajú rozsiahle plochy rôznej hrúbky v miernom pásme severnej pologule (Ameriky, Európy a Ázie), kde ich rozšírenie zodpovedá určitým paleoklimatickým zónam. Na južnej pologuli sa vyskytujú spraše obmedzené na menších plochách v južnej Argentíne, v Stredomori, na Novom Zélande, v strednej Ázii atď. Problém štúdia spraší má dávnu históriu. Literatúra je v tomto smere neobyčajne bohatá v rôznych rečiach. Nehľadiac na to, je paradoxné, že mnohé otázky sprašovej problematiky ostávajú nedoriešené a často diskutované. Toto dosvedčuje, že spraše predstavujú výnimočne zaujímavú a zároveň aj veľmi zložitú problematiku. Význam štúdia spraší sa umocňuje aj tým, že spraše (sprašovitá hliny) tvoria často substráty najproduktívnejších poľnohospodárskych pôd, prípadne v stavebníctve sú základmi pod rôzne druhy stavieb, alebo tvoria materiál násypov, tehliarskych surovín a pod. Napokon však treba pripomenúť, že sprašové pokryvy sú veľmi vážnym paleogeografickým objektom, ktorý umožňuje postupne odhaliť dôležitejšie etapy v histórii prírody často veľkých prírodných celkov, priebeh sedimentácie, poznať mnohé detaily rôznych procesov, ktoré často nemôžeme získať z analýzy druhých kvartérnych formácií. Z tohto posledného hľadiska okrem sprašových polôh v sprašových pokryvoch oveľa väčší význam majú fosilné pôdy, resp. pôdne komplexy. Fosilné pôdy spolu s ostatnými genetickými typmi kvartérnych sedimentov tvoria základ stratigrafickej korelácie na kontinentoch.

Zjednotenie názorov na problematiku spraší, sprašovitých hlin, fosilných pôdnych komplexov, ďalej metodického postupu, stratigrafickej korelácie, poznanie priestorového rozšírenia a v neposlednom rade aj praktického využitia atď. si vyžiadalo riešenie za úzkej medzinárodnej spolupráce. Za týmto účelom sa v roku 1961 vytvorila samostatná medzinárodná sprašová komisia pri Medzinárodnej asociácii pre výskum kvartéru (INQUA). Komisia pracuje intenzívne a jej členovia sa takmer každoročne schádzajú pre spoločné posúdenie tejto problematiky v niektorom štáte. Výsledky prác komisie sú potom obyčajne zhrnuté v spoločných publikáciách a predkladané na medzinárodných zjazdoch INQUA. Poslednou takouto príležitosťou bolo aj sympóziu venované problematike spraší, ktoré sa uskutočnilo v rámci zasadania XI. kongresu INQUA v Moskve v roku 1982. Výsledky tohto zasadania sú prezentované referátmi v tomto zborníku.

Predkladaný zborník vcelku predstavuje spoločnú prácu pozostávajúcu z 30-tich individuálnych alebo kolektívnych článkov. V článkoch sú publikované úplne nové poznatky, ktorými sa vzájomne dopĺňujú. Zborník je tematicky vhodne členený do štyroch vedeckých a praktických okruhov. V prvom okruhu sú články zaoberajúce sa otázkami morfogenézy, katenami asociíí fosilných pôd v sprašových pokryvoch; druhý okruh je zameraný na problematiku litologickej charakteristiky vo faciálnom vývoji spraší v rôznych klimatických zónach. Tretia časť je venovaná stratigrafii a datovaniu spraší a fosilných pôd a napokon štvrtý okruh je venovaný praktickým aspektom štúdia spraší. Prednosťou článkov je, že sú konkretizované mnohými príkladmi, vychádzajú z veľmi náročných a pečlivo vykonaných prác v rôznych územiach štátov Európy, Ameriky a Ázie, opierajúcich sa o terénne a laboratorné výskumy. Články svojím charakterom predstavujú základné témy z výskumov spraší a fosilných pôd, ich genézy, rekonštrukcie paleoprostredia; hovoria o sedimentačných cykloch, mineralogickom zložení, geochemických vlastnostiach, geografickej zonalnosti atď. Dôležité sú príklady paleoklimatickej rekonštrukcie

stratigrafickej chronológie jednotlivých sekvencií s použitím komplexu litogeochemických metód, doplnených výsledkami palinológie, elektrónovej mikroskopie, mikromorfológie, paleomagnetizmu, termoluminiscencie,  $C_{14}$ -dátami a ďalšími. Veľký význam zborníka podčiarkujú aj články s príkladmi poukazujúcimi na aspekt vzťahu genézy, geomorfologickej pozície, chemicko-mineralogických vlastností spraší a fosílnych pôd k ich inžinierskogeologickým vlastnostiam.

Jednotlivé články v zborníku sú veľmi pečlivo doplnené grafickými znázorneniami, tabuľkami a vhodne volenými fotografiami. Zborník je prínosom, zhrňuje mnohé čiastkové poznatky, ktoré sú dobrým podkladom pre ďalšie výskumy spraší a fosílnych pôd, nielen pre špecialistov, ale aj pre ďalšie prírodovedné disciplíny a praktické využitie.



## 27. medzinárodný geologický kongres v Moskve

### Správa

V dňoch 4. až 14. augusta 1984 sa v Moskve konal v poradí už 27. medzinárodný geologický kongres. Miestami rokovaní boli kremeľský Zjazdový palác, priestory Sovincentra a Moskovskej štátnej univerzity M. V. Lomonosova na Leninských horách. Na tomto vrcholnom svetovom geologickom podujatí sa zúčastnilo celkom 5698 delegátov zo 110 krajín sveta. Najpočetnejšie delegácie vyslali ZSSR (2690 delegátov), USA (414), Francúzsko (231), ČSSR (228), MLR (135), NSR (125), BĽR (119), Juhoslávia (110), Kanada (103), Taliansko (100), India (88), Austrália (84), Anglicko (82), PLR (82), KĽR (81), NDR (70), Fínsko (65), Japonsko (61), Irán (57), Španielsko (44), Švédsko (36) atď. V porovnaní s predchádzajúcim kongresom, ktorý sa konal roku 1980 v Paríži, sa moskovského kongresu vo veľkom počte zúčastnili aj delegácie z rozvojových krajín, čo súvisí so stúpajúcim rozvojom geologických vied a prieskumnej aktivity v týchto zatiaľ málo preskúmaných oblastiach sveta. Hlavným cieľom kongresu bola prezentácia výsledkov geologického výskumu a prieskumu v jednotlivých krajinách sveta za posledné štyri roky a stanovenie ďalších smerov geologickej aktivity do budúceho 28. medzinárodného geologického kongresu, ktorý sa bude konať roku 1989 vo Washingtone. Na rozdiel od predchádzajúcich kongresov hlavný dôraz sa kládol na ďalší rozvoj nerastnej surovínovej základne a riešenie aktuálnych problémov ochrany životného prostredia.

Kongresovým rokovaniam predchádzala náročná organizačná príprava pod vedením ministra geológie ZSSR prof. E. A. Kozlovského. Zúčastnili sa na nej výskumné ústavy Akadémie vied ZSSR, rezortné ministerstvá, vedecké pracoviská vysokých škôl, Medzinárodná únia geologických vied UNESCO a národné kongresové komitety, ktoré úzko spolupracovali s organizačným výborom. Pracovné rokovanie kongresu, podľa jednotlivých geovedných disciplín, bolo rozdelené do 22 odborných sekcií (stratigrafia, geomorfológia a geológia kvartéru, sedimentológia, geológia prekambria, geológia oceánov, tektonika, geofyzika, petrológia, mineralógia, geochemia a kozmochémia, metalogenéza a rudné ložiská, ložiská ropy a zemného plynu, ložiská pevných palív, ložiská nerudných surovín, hydrogeológia, inžinierska geológia, diaľkový prieskum Zeme, planetológia, matematické metódy v geológii a geologická informatika, historická geológia, výchova geologických kádrov) a 6 kolokvií (geológia ZSSR, svetové zdroje energie, paleooceánografia, geológia arktídnych oblastí, tektonika Ázie, zemetrasenia a vulkanizmus). V rámci jednotlivých sekcií organizátori pripravili 47 monotematických sympózií a 10 sympózií venovaných medzinárodnému programu Litosféra. Veľký záujem vzbudili dve plenárne zasadnutia, z ktorých úvodné bolo venované súčasným problémom svetovej geológie a záverečné problémom ochrany životného prostredia. Dovedna na kongrese odznelo približne 3000 prednášok, z toho 90 bolo pripravovaných československými odborníkmi. Ako to už býva zvykom, 27. medzinárodný geologický kongres sa stal vhodným miestom zasadnutí medzinárodných geologických organizácií, subkomisií a pracovných skupín medzinárodných geologických projektov, na ktorých sa zhodnotili výsledky vedeckej činnosti a prediskutovali sa plány na budúce obdobie pri rešpektovaní zásad efektívnosti vedeckej práce. Na zasadnutí Výkonného výboru Medzinárodnej únie geologických vied bol zvolený nový výbor. Novým prezidentom sa stal V. HADGISON (Kanada), generálnym tajomníkom P. SINDING-LARSEN (Nórsko) a jedným z viceprezidentov B. L. BARSUKOV (ZSSR). Súčasne boli schválené nové výbory niektorých odborných komisií a za nových členov únie boli prijaté štáty Burundi, Ekvador, Jamajka a Alžírsko.

Neoddeliteľnou súčasťou kongresu bolo 77 terénnych geologických exkurzií po najzaujímavejších geologických lokalitách a ložiskách nerastných surovín na celom území ZSSR. Zúčastnilo sa na nich spolu 1721 delegátov zo 45 krajín sveta. Trasa dvoch exkurzií viedla aj na najzaujímavejšie geologické lokality Českého masívu a Západných Karpát. Jedna z najatraktívnejších exkurzií viedla na polostrov Kola, na prehliadku superhĺbkého vrtu SG-3, ktorý v čase trvania kongresu dosiahol rekordnú hĺbku 12 046 m. Výsledky tohto najhĺbšieho vrtu na svete, ktorý je súčasťou sovietskeho programu výskumu hĺbokých častí zemskej kôry, v mnohých smeroch pozmenili súčasné predstavy o zložení zemskej kôry a fyzikálno-chemických vlastnostiach hornín hĺbokých zón Baltského štítu.



Okrem terénnych exkurzií organizátori kongresu pre delegátov pripravili alebo sprostredkovali návštevy vedeckých pracovísk, múzeí, galérií, kultúrnych podujatí a prehliadky historických objektov v Moskve a v najbližšom okolí, o ktoré bol mimoriadny záujem.

Si časťou kongresu boli dve medzinárodné výstavy GEOEXPO '84 a GEOKARTA '84. Na výstave GEOEXPO '84, ktorá mala aj komerčné poslanie vystavovali svoje výrobky okrem sovietskych organizácií firmy zo 17 krajín sveta. Medzi hlavné exponáty patrili najmä rôzne typy vrtných súprav, geofyzikálne aparatúry, laboratórna, prístrojová a výpočtová technika, ako aj široký sortiment vzoriek rúd a minerálov z celého územia Sovietskeho zväzu. Výstava názorným spôsobom dokumentovala úspechy sovietskej geológie pri geologickom výskume a prieskume ložísk najrôznejších druhov nerastných surovín vrátane surovín na dne svetového oceánu. Hlavným poslaním druhej výstavby, ktorej sa zúčastnili rôzne geologické organizácie z 13 krajín sveta, bolo demonštrovať súčasný stav a nové smery v kartografickom zobrazovaní geologických objektov a fenoménov v jednotlivých krajinách sveta vrátane masového využívania materiálov diaľkového prieskumu Zeme pri konštrukcii geologických máp. Súčasťou výstavy boli aj ukážky geologických publikácií a periodík, ktoré sú vydávané v prezentovaných krajinách sveta. Pre nás je potešiteľné, že československá účasť na výstave GEOKARTA '84 získala od organizačného výboru zlatú medailu, čo je najlepším dôkazom o vysokej úrovni našej geologickej služby aj v náročných medzinárodných podmienkach. Ďalšia výstava, venovaná geológii a surovinovej základni Sovietskeho zväzu, bola pripravená v samostatnom pavilóne na Výstave úspechov národného hospodárstva v Ostankine.

Na úvodnom plenárnom zasadnutí vystúpil predseda organizačného výboru a minister geológie ZSSR E. A. Kozlovskij. Vo svojom referáte uviedol prehľad úspechov sovietskej geológie ako národohospodárskeho odvetvia od 17. medzinárodného geologického kongresu, ktorý sa konal v Moskve roku 1937. Prijemným prekvapením pre delegátov bolo pozdravné posolstvo posádky orbitálneho komplexu Saljut T-7 a Sojuz T-11 (L. KIZIN, V. SOLOVJEV a O. OTKOV), ktorá robila v kozme geologické pozorovania. Úvodné plenárne zasadnutie zhodnotilo výsledky geologických vied pri výskumoch oceánskeho dna, vývoji Zeme a planét v čase a priestore, litosféry a ložísk nerastných surovín, geologických procesov v dávnej minulosti Zeme, vývoji a hraniciach sedimentačných bazénov, ktoré sa dosiahli medzinárodnou spoluprácou vedeckých ústavov na celom svete. Záverečné plenárne zasadnutie, na ktorom vystúpili okrem iných aj E. A. KOZLOVSKU a námestník generálneho tajomníka OSN M. TOLBA (Keňa), sa týkalo geologických aspektov pri riešení ochrany životného prostredia a naliehavej potreby ďalšieho rozšírenia geologického výskumu aj na územia rozvojových krajín.

Rokovania v jednotlivých sekciách mali veľmi široký záber, ktorý presahuje rámec tohto príspevku. Vo všeobecnosti je možné konštatovať, že sa zvýšila intenzita a komplexnosť geologického výskumu. Pri objasňovaní podstaty a časovej postupnosti geologických javov a procesov sa v širokom rozsahu začína využívať fyzika, fyzikálna chémia a pre ich zobrazovanie metódy matematickej geológie a výpočtová technika. V širokom rozsahu sa začínajú využívať materiály diaľkového prieskumu Zeme najmä pri zostavovaní geologických máp a vyhľadávaní nových zdrojov nerastných surovín. Kongres venoval mimoriadnu pozornosť inventarizácii zdrojov všetkých druhov nerastných surovín vrátane surovín na dne svetového oceánu. Poukázal na možnosti objavenia nových ložísk v netradičných oblastiach, ktoré môžu v budúcnosti zásadne ovplyvniť surovinovú a energetickú bilanciú našej planéty. Dosiahnuté výsledky geologického výskumu a prieskumu vyvrátili niektoré pesimistické názory a predstavy o obmedzenosti zásob nerastných surovín. V rudných surovinách je naďalej tendencia sústreďovať geologický výskum na hľadanie veľkých ložísk s nižším obsahom kovov, ktoré umožňujú veľkokapacitnú ťažbu. Zvlášť veľká pozornosť sa venovala ložiskám medi, mangánu, polymetalických rúd, rádioaktívnych surovín a syntézam metalogenetických procesov, ktoré mali rozhodujúci vplyv na akumuláciu ložísk nerastných surovín v čase a priestore. Prijatie novej medzinárodnej konvencie o morskom práve zvýšilo medzinárodnú aktivitu geologického výskumu v oblastiach voľného oceánu.

Osobitná pozornosť bola na konrese venovaná zdrojom energetických surovín. Za posledných 80 rokov nášho storočia merná spotreba energie na jedného obyvateľa našej planéty stúpla z 0,3 tmp v roku 1900 na 2,8 tmp v roku 1980. Podľa štatistík v roku 1900 sa vo svete spotrebovalo 959 mil. tmp, v roku 1980 celosvetová spotreba energie dosiahla 11,34 mld tmp. Podstatný nárast v spotrebe energie bol zaznamenaný v rokoch 1960—1980, keď celosvetová spotreba energie stúpla o 6,3 mld tmp, pričom prírastok v spotrebe energie v roku 1960 v porovnaní s rokom 1900 bol len 3,74 mld tmp. Predpokladá sa, že v roku 2000 celosvetová spotreba energie dosiahne 18—20 mld tmp, čo je v porovnaní s rokom 1980 rast takmer dvojnásobný. Podiel jednotlivých druhov energetických surovín na celkovej svetovej



spotrebe energie v roku 1980 bol nasledovný: ropa 5,1 mld tmp (46 %), zemný plyn 1,73 mld tmp (15 %), uhlie 3,37 mld tmp (30 %), drevo 0,32 mld tmp (3,0 %), vodná energia 0,72 mld tmp (6,0 %), rašelina 0,02 mld tmp (0,1 %). V uplynulých rokoch viac ako 90 % z celosvetovej energie bolo zabezpečených spaľovaním uhlia, ropy a zemného plynu. Disproporcie v spotrebe jednotlivých druhov energetických surovín budú pokračovať aj do roku 2000, keď sa predpokladá, že 31 % z celosvetovej spotreby energie bude pripadať na ropu, 28 % na uhlie, 19 % na zemný plyn, 10 % na jadrové elektrárne, 8 % na vodné elektrárne a 4 % na ostatné energetické zdroje.

Uhlie bolo a aj v najbližšej budúcnosti bude patriť medzi najdôležitejšie zdroje energie. Hlavným dôvodom pre toto optimistické tvrdenie sú dostatočné zásoby v technicky dostupných častiach zemskej kôry. Prvé ocenenie svetových zásob uhlia bolo vykonané pri príležitosti 12. medzinárodného geologického kongresu roku 1913. Vtedy boli celosvetové zásoby uhlia odhadnuté na 7 397,6 mld ton. Veľké objemy geologicko-prieskumných prác vykonaných po roku 1913 na celom svete a objavenie nových veľkých ložísk viedlo k novému prehodnoteniu dobývateľných zásob uhlia, ktoré bolo vykonané na 17. medzinárodnom geologickom kongrese roku 1937. Svetové zásoby uhlia boli odhadnuté na 7 916 mld ton a bez ohľadu na objemy vyťaženého uhlia stúpili v porovnaní s rokom 1913 o 7 %. V rokoch 1950—1960 sa v celosvetovej energetickej bilancii začínala výraznejšie presadzovať ropa a zemný plyn, to viedlo k zatváraniam mnohých uhoľných baní a tým k postupnému znižovaniu objemov svetovej ťažby. Postupne sa prispievali aj ekonomické kritériá pre hodnotenie jednotlivých uhoľných ložísk. Éra „lacnej energie“ sa prejavila v novom prehodnotení dobývateľných zásob uhlia, ktoré roku 1957 boli stanovené na 4 997,3 mld ton. V roku 1958, zásluhou novoobjavených veľkých uhoľných ložísk v ázijskej časti Sovietskeho zväzu, boli celosvetové zásoby uhlia odhadnuté na 7 500 mld ton. Opätovný záujem o využívanie uhlia ako energetickej suroviny vyvolal tzv. prvý ropný šok v roku 1973, kedy arabské štáty združené v organizácii OPEC solidárne znížili objemy ťažby a zvýšili ceny vyvážanej ropy. Zvýšený záujem o uhlie sa prejavil v prehodnotení celosvetových zásob, ktoré roku 1982 boli odhadnuté na 14 810 mld ton, z toho na hneď uhlie a lignit pripadá 5 703 mld ton. Tento odhad sa vzťahuje na minimálne mocnosti uhoľných slojí 0,5—2,0 m a maximálne hĺbky uloženia do 1800 m podľa jednotlivých druhov uhlia. Rozdelenie zásob je nerovnomerné a približne 95 % z celosvetových zásob uhlia je sústredených v 10 krajinách sveta (ZSSR, USA, ČLR, Austrália, Kanada, NSR, JAR, Anglicko, PLR a India). Zásoby uhlia v členských krajinách RVHP sú odhadnuté na 6 500 mld ton, čo pri súčasnej ročnej ťažbe 1,5 mld ton (30,8 % svetovej ťažby) je dostatočnou energetickou základňou pre budúce roky.

Celosvetová ťažba ropy roku 1982 dosiahla 2,65 mld ton a zemného plynu 1 650 mld m<sup>3</sup>. V porovnaní s rokom 1981, ako priamy dôsledok úsporných opatrení, celosvetová spotreba ropy klesla o 5,4 % a v porovnaní s rokom 1980 o 11,07 %. Prehodnotenie známych a geologickými prácami overených zásob ropy v hlavných roponosných oblastiach viedlo k záveru, že súčasne svetové zásoby ropy sú približne 141 mld ton a zemného plynu 85 000 mld m<sup>3</sup>. Podľa geografického rozdelenia 55 % zásob ropy a 26 % zemného plynu je na území štátov Blízkeho východu, 13 % ropy a 43 % zemného plynu v socialistických krajinách, 5 % ropy a 10 % zemného plynu v Severnej Amerike, 12 % ropy a 6 % zemného plynu v Južnej Amerike, 9 % ropy a 6 % zemného plynu na africkom kontinente, 3 % ropy a 5 % zemného plynu na území západnej Európy, 3 % ropy a 4 % zemného plynu pripadá na Áziu a krajiny v Tichom oceáne. Potenciálne zásoby ropy, t. j. také, ktoré je možné v budúcnosti v technicky dostupných častiach zemskej kôry overiť geologickoprieskumnými prácami, sú odhadované na 274—329 mld ton. Hlavná časť svetových zásob ropy a zemného plynu je sústredená v 426 hlavných oblastiach sveta a približne 25 % sa vyskytuje v šelfových oblastiach svetového oceánu na okrajoch kontinentov. Na perspektívne oblasti výskytu ložísk ropy a zemného plynu pripadá 77,643 mil. km<sup>2</sup> zemskeho povrchu, z toho 26,395 mil. km<sup>2</sup> pripadá na kontinentálne šelfy a oceánske bazény, ktoré v budúcich rokoch budú hlavným potenciálnym zdrojom ťažby ropy a zemného plynu.

Rozvoj jadrovej energetiky nie je možný bez dostatočnej surovínovej základne. Presnému odhadu celosvetových zásob kovového uránu bráni vysoký stupeň utajovania zásob v niektorých krajinách. Roku 1983 sa Nuclear Energy Agency v Paríži pokúsila o odhad svetových zásob kovového uránu. Podľa týchto údajov boli svetové zásoby kovového uránu roku 1983 stanovené na 3,25 mil. ton, z ktorých 1,45 mil. ton sú vykazované ako ekonomická rezerva. Tento odhad sa vzťahuje na krajiny, ktoré pokrývajú asi 50 % zemskeho povrchu. Druhá časť zemegule zásoby z rôznych dôvodov neuvádza. Je možné predpokladať, že v týchto krajinách sa nachádza ďalších približne 2 mil. ton overených zásob kovového uránu. Prieskumné práce na objavenie nových uránových ložísk pokračujú na celom svete a je reálny predpoklad v blízkej budúcnosti zabezpečiť približne 14,8 až 18,6 mil. ton kovového uránu. Celková svetová spotreba



kovového uránu koncom tohto storočia by sa mala pohybovať okolo 1,2 mil. ton a nebude ju možné zabezpečiť zo známych a overených ložísk. To znamená zvýšenie objemov geologických prác s cieľom zabezpečiť nové zdroje rádioaktívnych surovín pre ďalší rozvoj jadrovej energetiky.

Rast spotreby energie a vyčerpanie známych zásob energetických surovín, hlavne ropy, vyvoláva potrebu hľadania nových druhov energetických surovín. Jednou z takýchto „netradičných“ surovín sú bituminózne (horľavé) bridlice, ktoré obsahujú 15 až 40 % horľavej organickej látky — kerogénu. Podľa prepočtov je možné v krajinách, kde sa spracúvajú bituminózne bridlice, ročne vyrobiť asi 27,5 mil. ton ropy. Vo svete je zatiaľ známych 13 oblastí s veľkými ložiskami bituminózných bridlic s obsahom ropy 0,1 až 125,2 kt. Ako spodná hranica pre ekonomickú rentabilitu ťažby a spracovania sa uvádza 41,7 l ropy v jednej tоне bridlic a túto podmienku pri súčasných cenách ropy spĺňa len veľmi malý počet známych ložísk. Absencia spoľahlivých geologických podkladov o výskyte ložísk bituminózných bridlic v rôznych častiach sveta sa prejavuje aj vo veľmi variabilných odhadoch svetových zásob. Ani 27. medzinárodný geologický kongres nezaujal k tejto otázke jednotné stanovisko. Svetové zásoby bituminózných bridlic boli odhadnuté na 550 mld ton, z toho 53 % pripadá na Severnú Ameriku, 20 % na Južnú Ameriku, 12 % na Áziu a po 5 % na Európu, Afriku a Austráliu. Predpokladá sa, že z tejto energetickej suroviny spolu s výrobou syntetického paliva by bolo možné v roku 2000 zabezpečiť asi 4 % celosvetovej spotreby energie na úkor ropy. Zvýšený záujem o bituminózne bridlice najmä po roku 1973 sa v krátkom čase prejaví aj v nových presnejších odhadoch svetových zásob s prihliadnutím na ekonomické kritériá ich ťažby a spracovania.

Odhadnuté zásoby jednotlivých druhov energetických surovín sa nachádzajú v rôznych stupňoch geologickej preskúmanosti a to znamená, že nie všetky zásoby bude možné v blízkej budúcnosti využívať. Na ich overenie do dobývateľných kategórií bude potrebné vykonať veľké objemy geologických prác na celom svete vrátane oblastí kontinentálneho šelfu. Aké sú teda skutočné zásoby energetických surovín, s ktorými môže súčasná svetová civilizácia počítať na najbližšie roky? Aj na túto otázku sa pokúsil 27. medzinárodný geologický kongres v Moskve dať konkrétne odpoveď. Súčasné overené zásoby energetických surovín na svete boli prezentované nasledovne: uhlie 2 880 mld tmp (82,66 %), ropa 372 mld tmp (10,68 %), zemný plyn 178 mld tmp (5,11 %), bituminózne bridlice 28 mld tmp (0,8) a rašelina 26 mld tmp (0,75 %). Podľa tohto odhadu by pri úrovni súčasnej spotreby, mali tieto zásoby vystačiť na dobu približne 316 rokov, avšak pri celosvetovej spotrebe, s akou sa uvažuje v roku 2000, vystačia len na dobu asi 100 rokov.

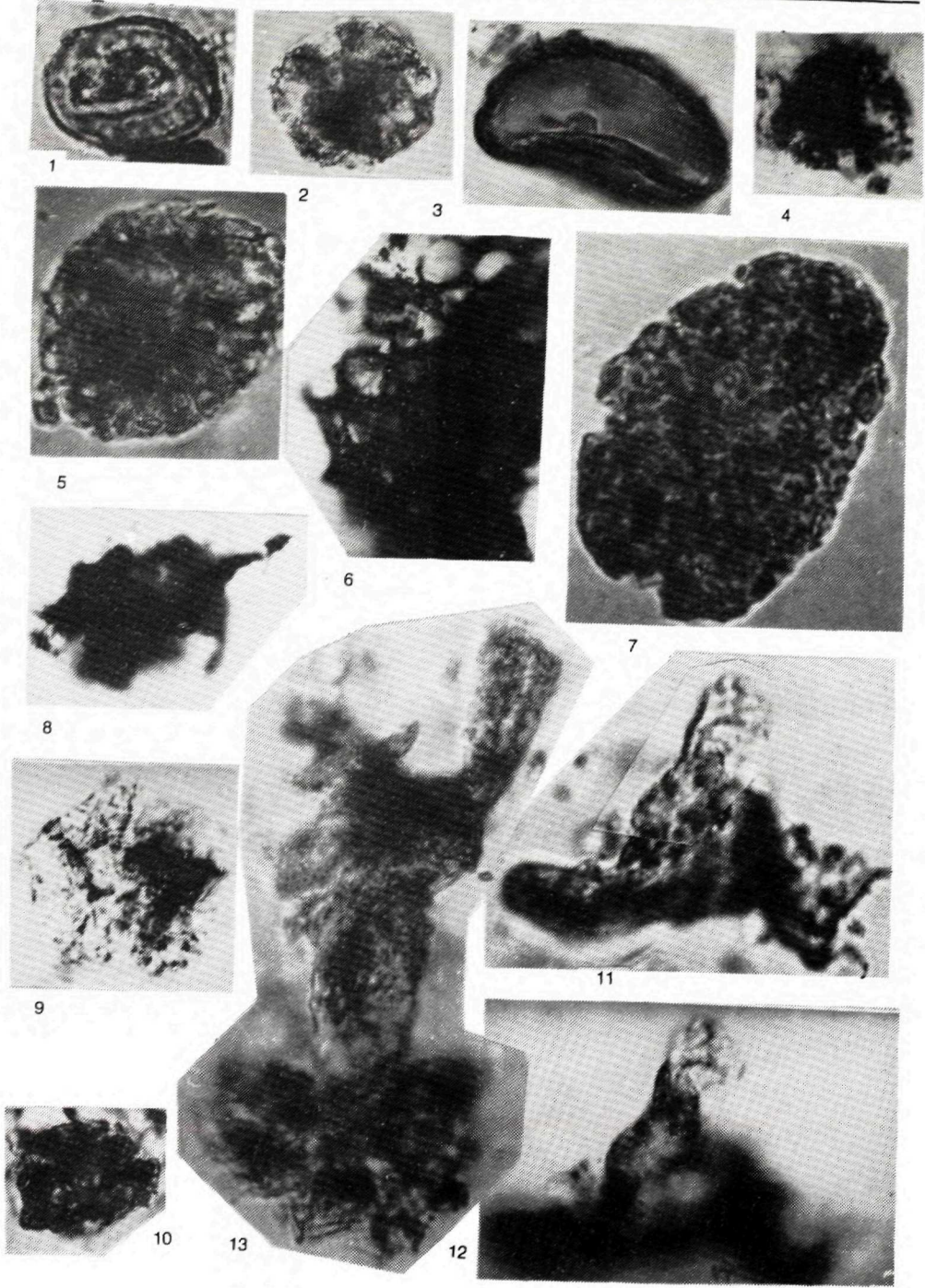
Moskovský geologický kongres zaujal tiež rúzne stanovisko k niektorým síce atraktívnym, ale nedostatočne zdôvodneným teóriám a prehodnotil niektoré princípy veľmi populárnej globálnej tektoniky. Prevládali názory na dynamickéjšie chápanie vývoja a stavby geologických telies. Ako významný faktor, ktorý má úzky vzťah k akumulácii ložísk nerastných surovín, je výskum charakteru a typov zemskej kôry za širokej účasti jednotlivých foriem medzinárodnej spolupráce.

Na kongrese sa venovala mimoriadna pozornosť vyhľadaniu nových zdrojov podzemných vôd v deficitných oblastiach a metódam ich spoľahlivej ochrany pred priemyselným znečistením. V súvislosti s tvorbou a ochranou životného prostredia veľké požiadavky sa kladú na inžiniersku geológiu, ktorá okrem poskytovania kvalitných informácií o stabilite základových pôd pre investičnú činnosť musí sa viac zamerať na výskum geofaktorov ovplyvňujúcich životné prostredie. Veľký pokrok v tejto oblasti geologickej činnosti sa dosiahol v Sovietskom zväze a v niektorých ďalších štátoch sveta najmä v súvislosti s riešením ekologických problémov vyvolaných ťažbou a spracovaním nerastných surovín.

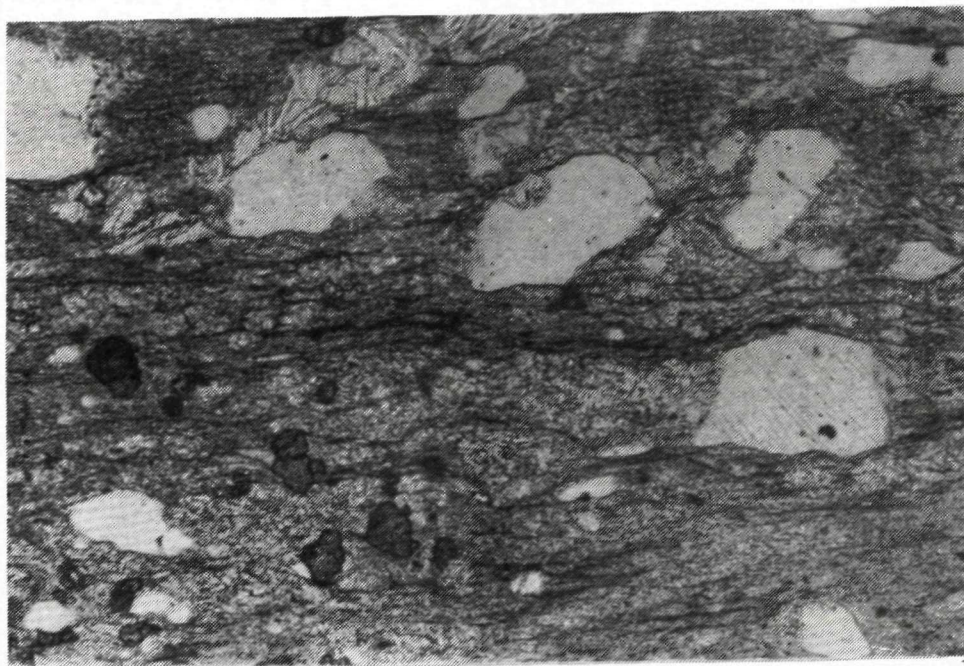
27. medzinárodný geologický kongres v celom rozsahu splnil svoje poslanie. V záverečnej výzve „Za spoluprácu vo výskume Zeme a surovínových zdrojov, za mier a priateľstvo medzi národmi“, ktorá bola adresovaná všetkým príslušníkom geovedných disciplín sveta, sa zdôrazňuje súčasný význam geológie v celosvetovom meradle pri zabezpečovaní surovínových a energetických potrieb svetovej civilizácie. Súčasne je výzvou pre ďalšie prehĺbenie vzájomnej spolupráce bez ohľadu na politické a ekonomické bariéry pri riešení globálnych geologických problémov, vyhľadávaní a racionálnom využívaní prírodného bohatstva a zachovaní mieru na našej planéte.

RNDr. Pavel Malík, CSc.  
Slovenská komisia pre vedeckotechnický  
a investičný rozvoj







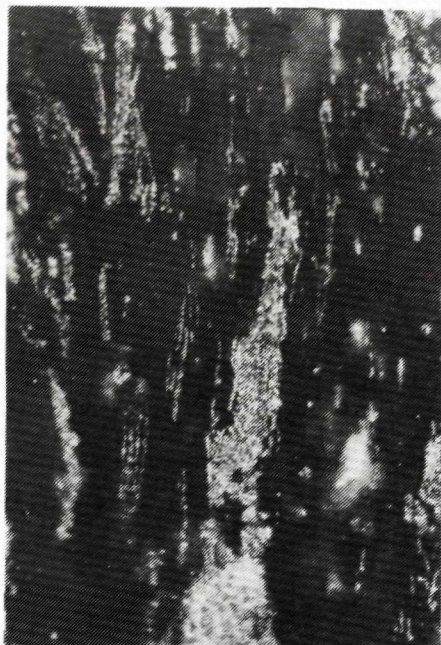






50 μm

1



50 μm

2



50 μm

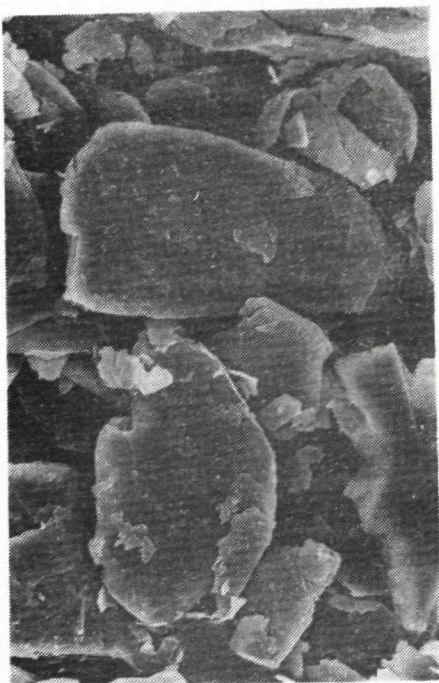
3



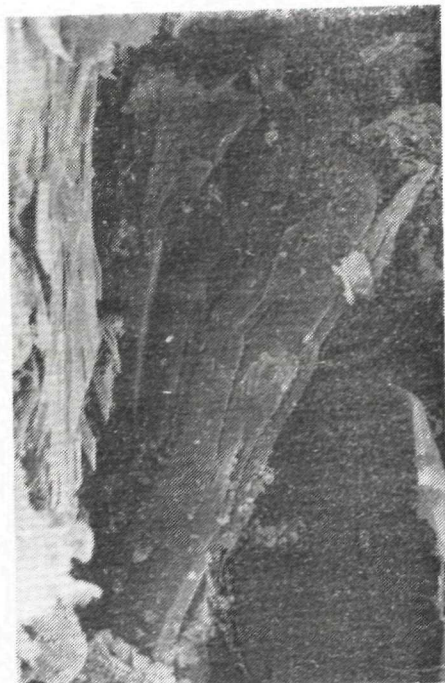
50 μm

4





1



2



3



4





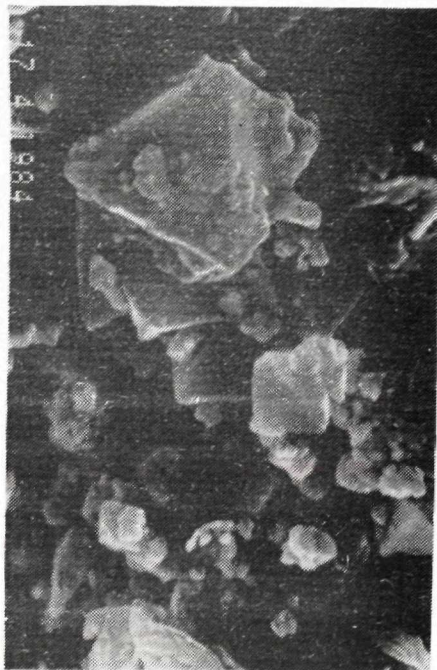
1



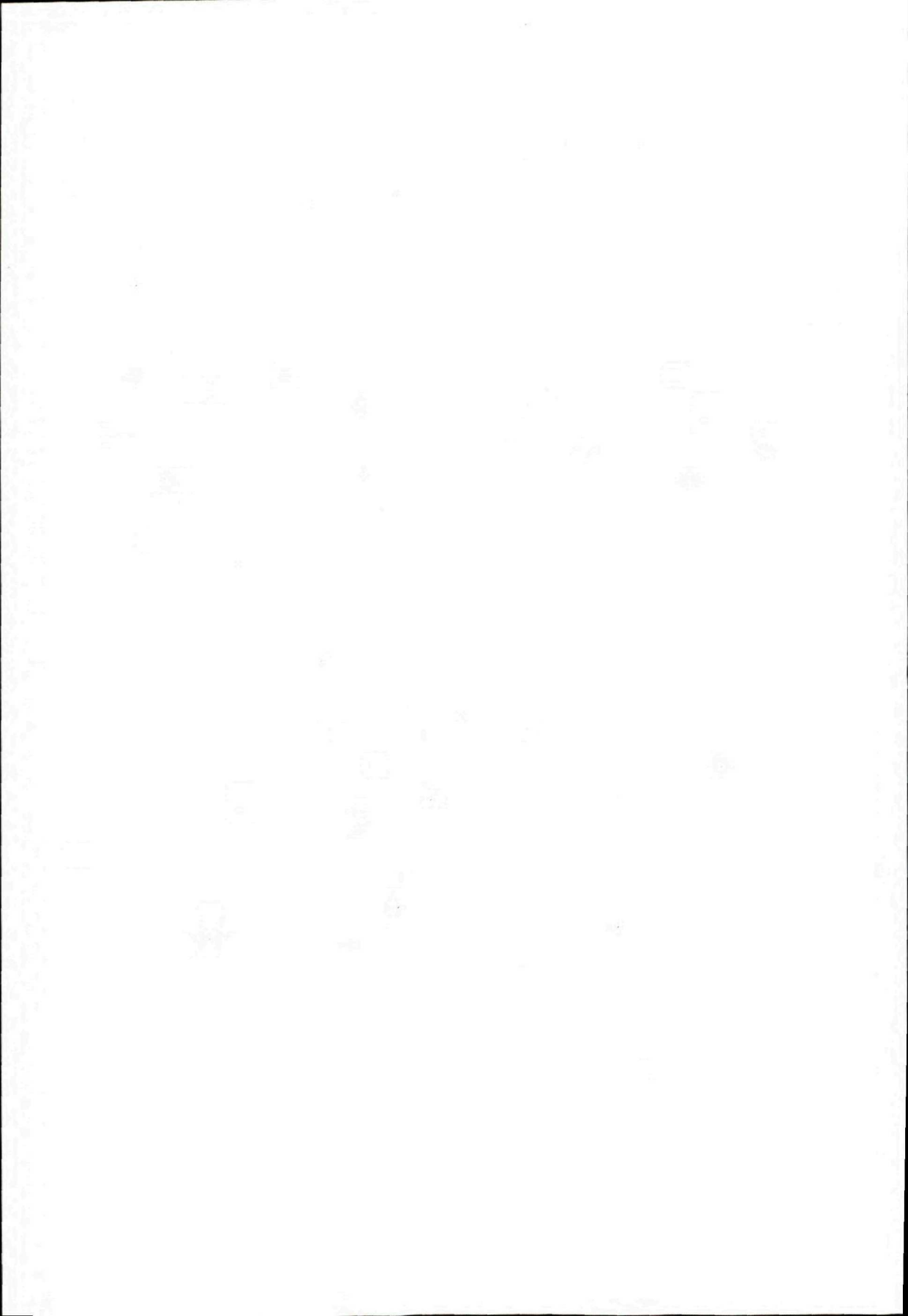
2



3



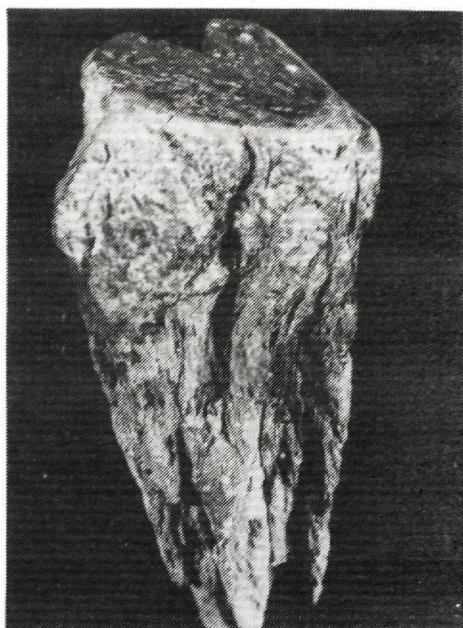
4







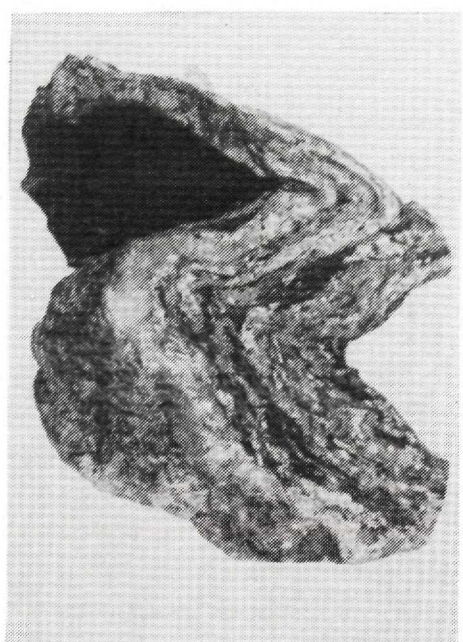
1



2

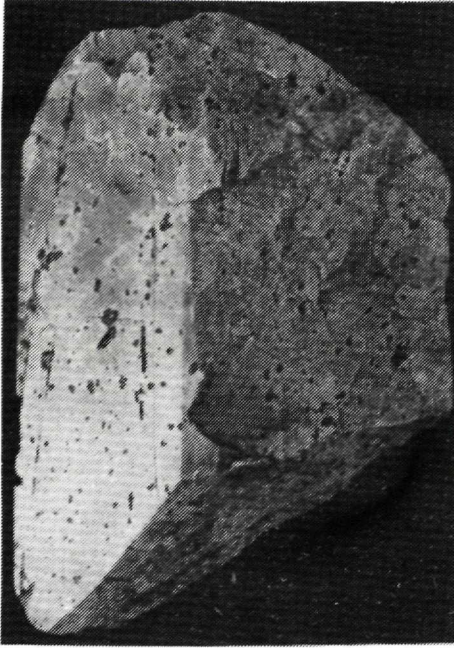


3



4





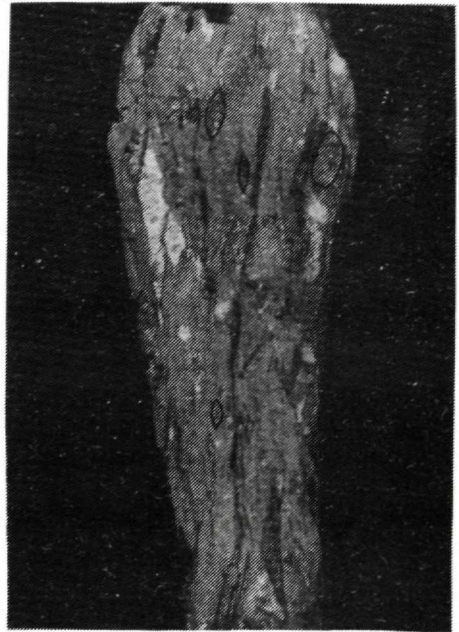
1



2



3

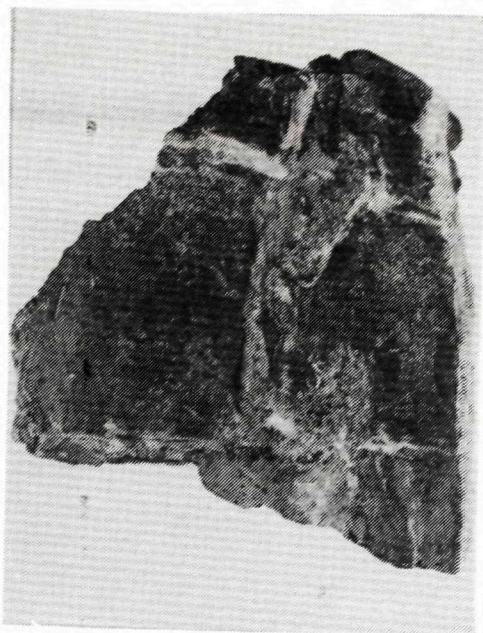


4

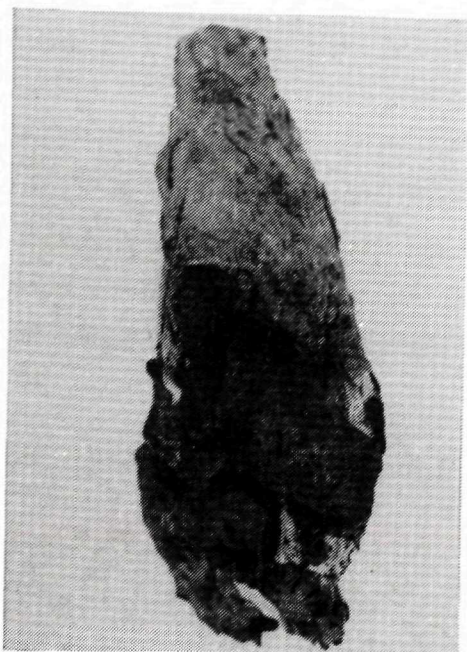




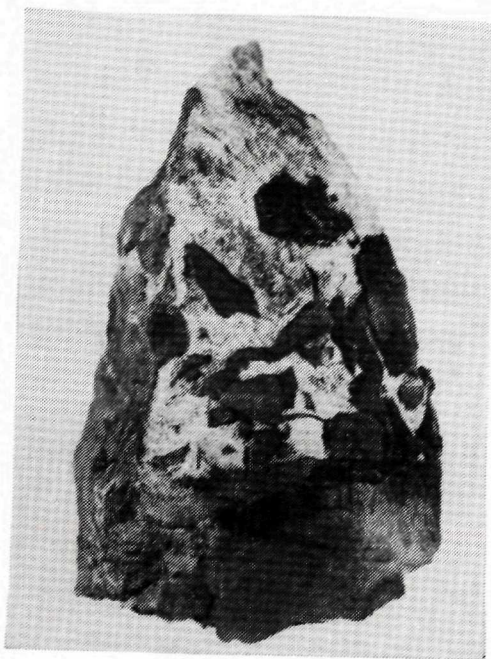
1



2



3



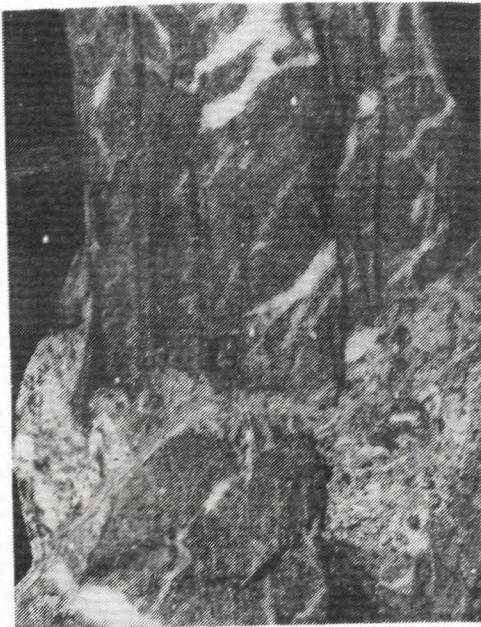
4



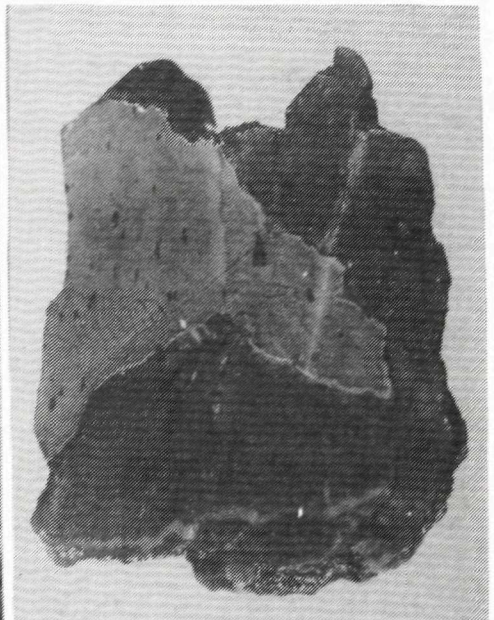


1

2



3



4





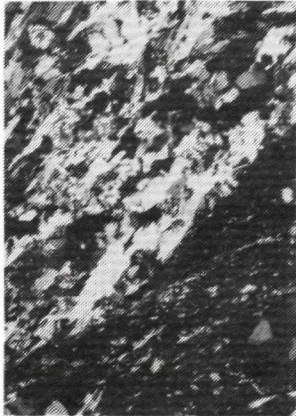
1



2



3



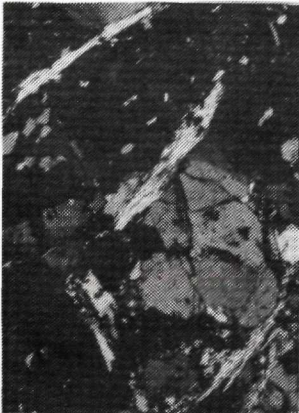
4



5



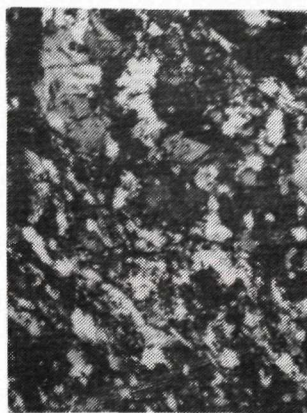
6



7

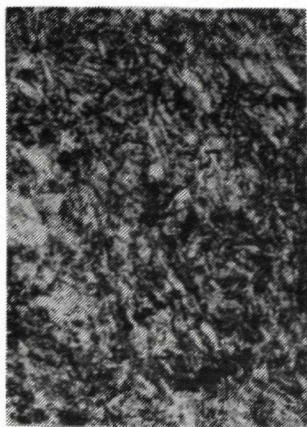


8



9

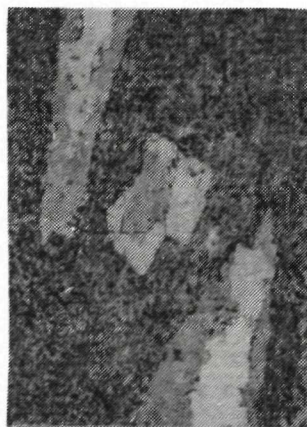




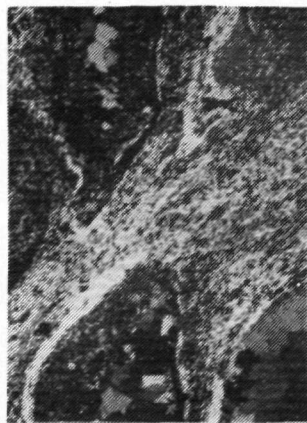
1



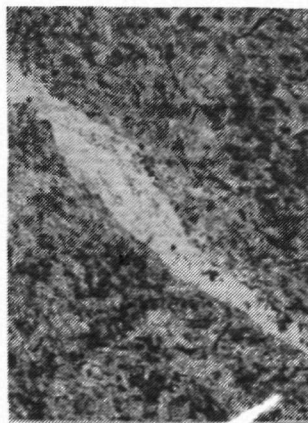
2



3



4



5



6



7



8

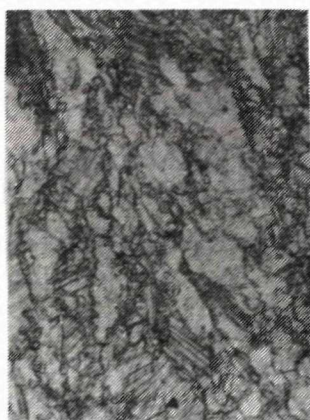


9





1



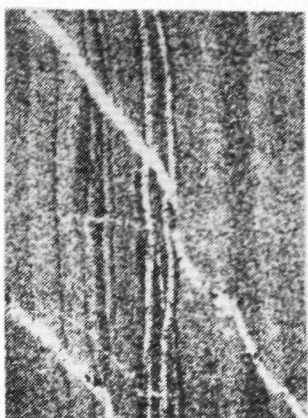
2



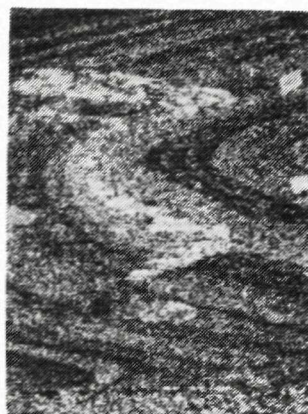
3



4



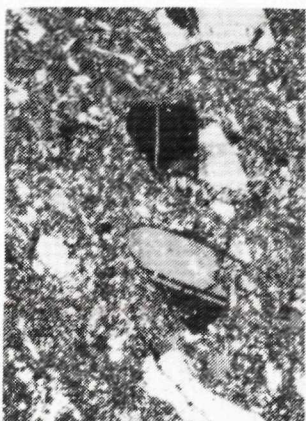
5



6



7

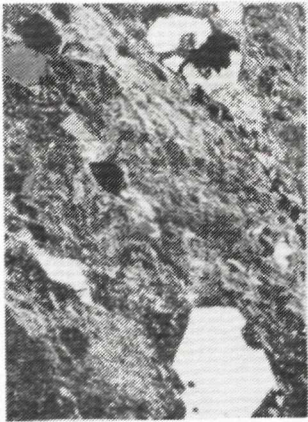


8



9

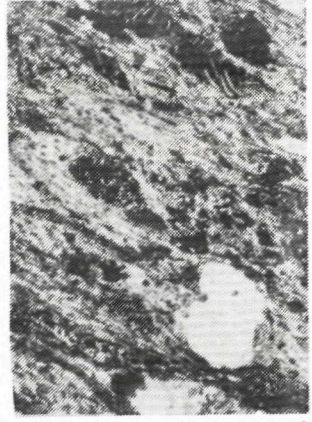




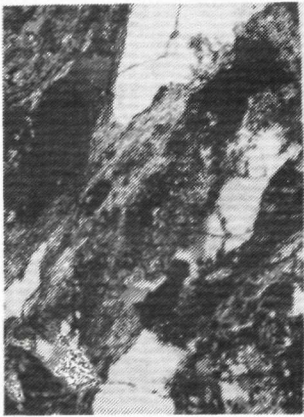
1



2



3



4



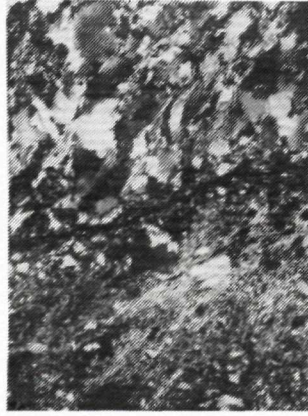
5



6



7



8



9





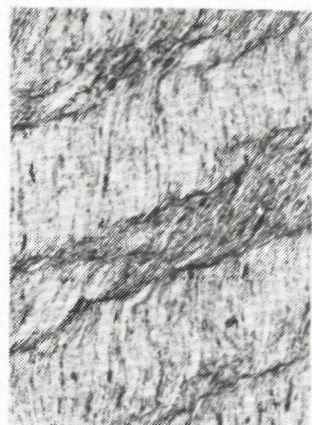
1



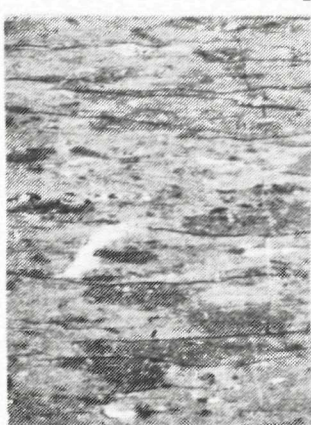
2



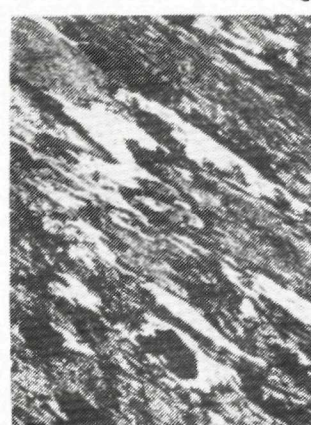
3



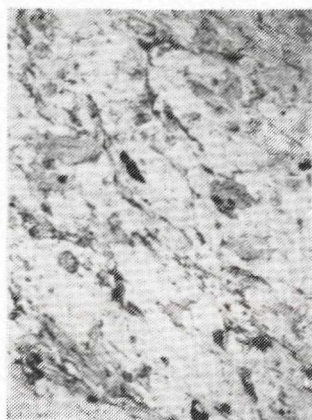
4



5



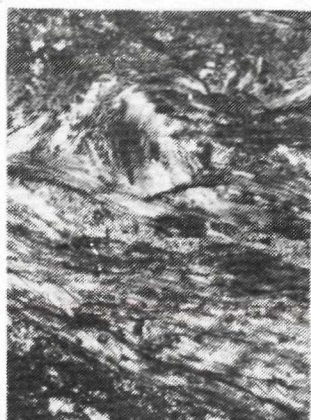
6



7



8



9







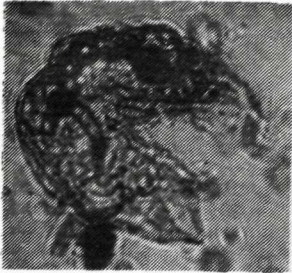
1



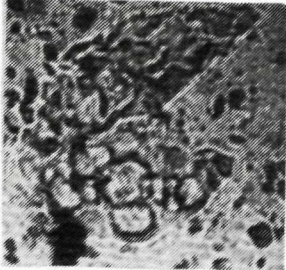
2



3



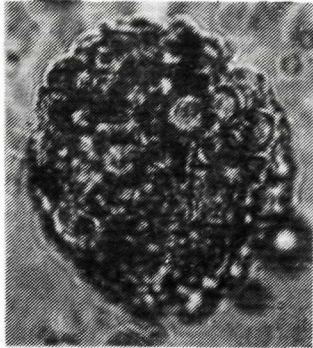
4



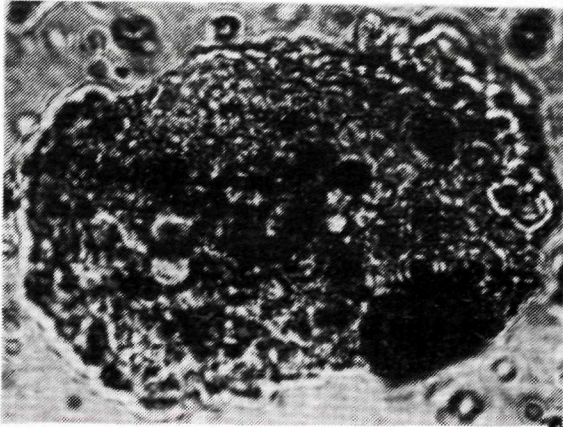
5



6

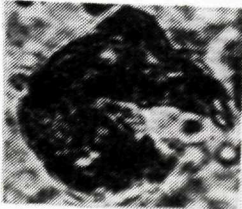


7

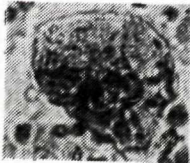


8

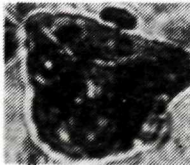
9



10



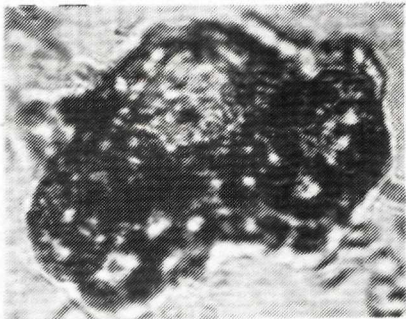
11



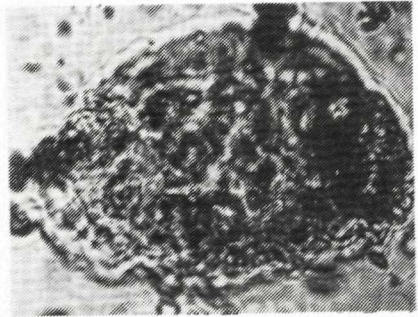
12







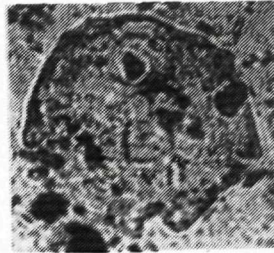
1



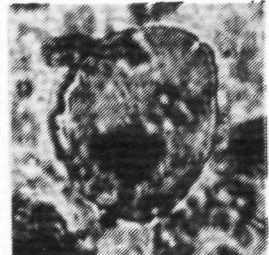
2



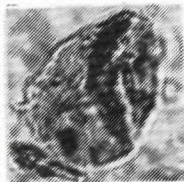
3



4



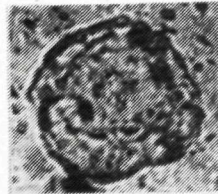
5



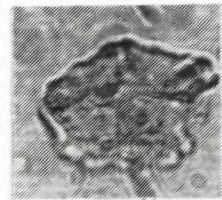
6



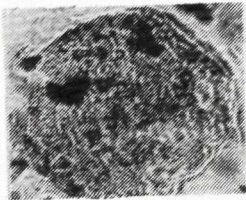
7



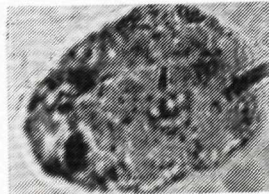
8



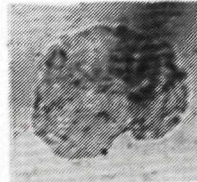
9



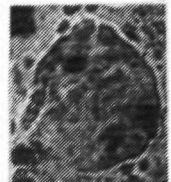
10



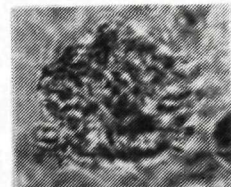
11



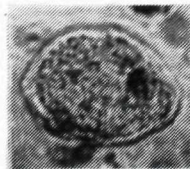
12



13



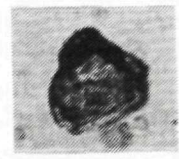
14



15

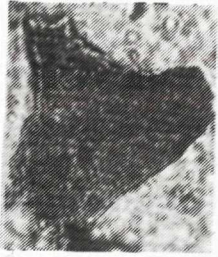


16



17





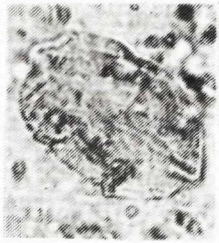
1



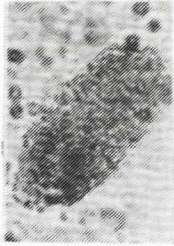
2



3



4



5



6



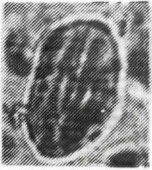
7



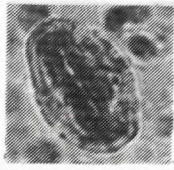
8



9



10



11



12



13



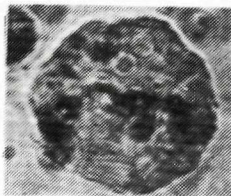
14



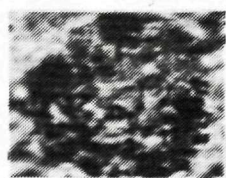
15



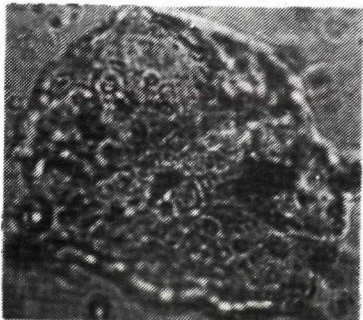
16



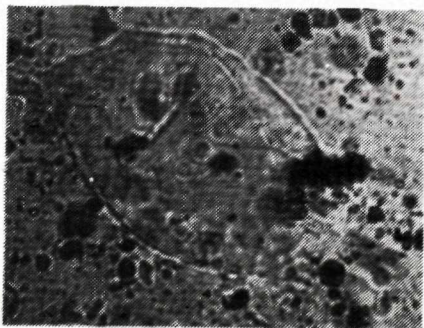
17



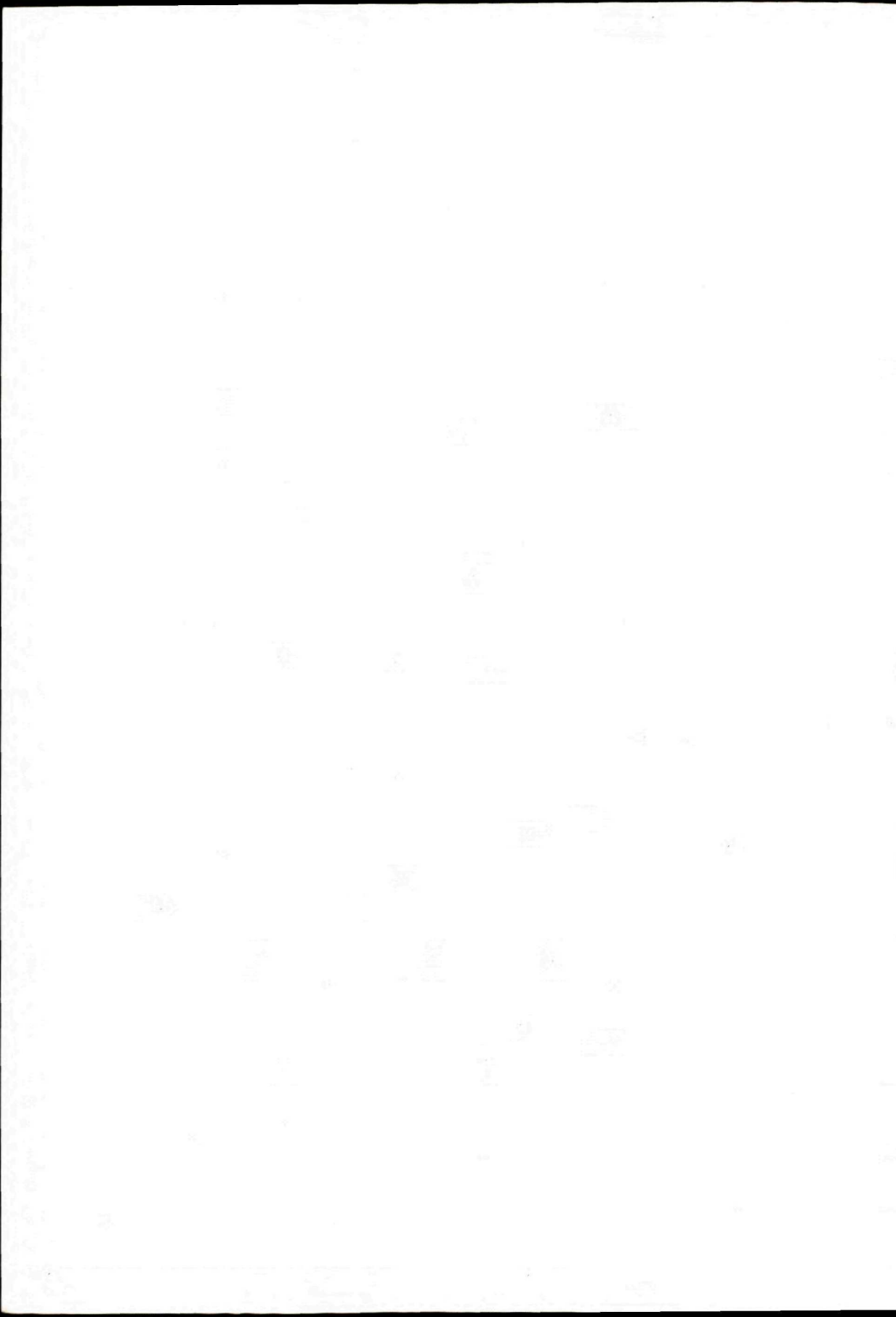
18



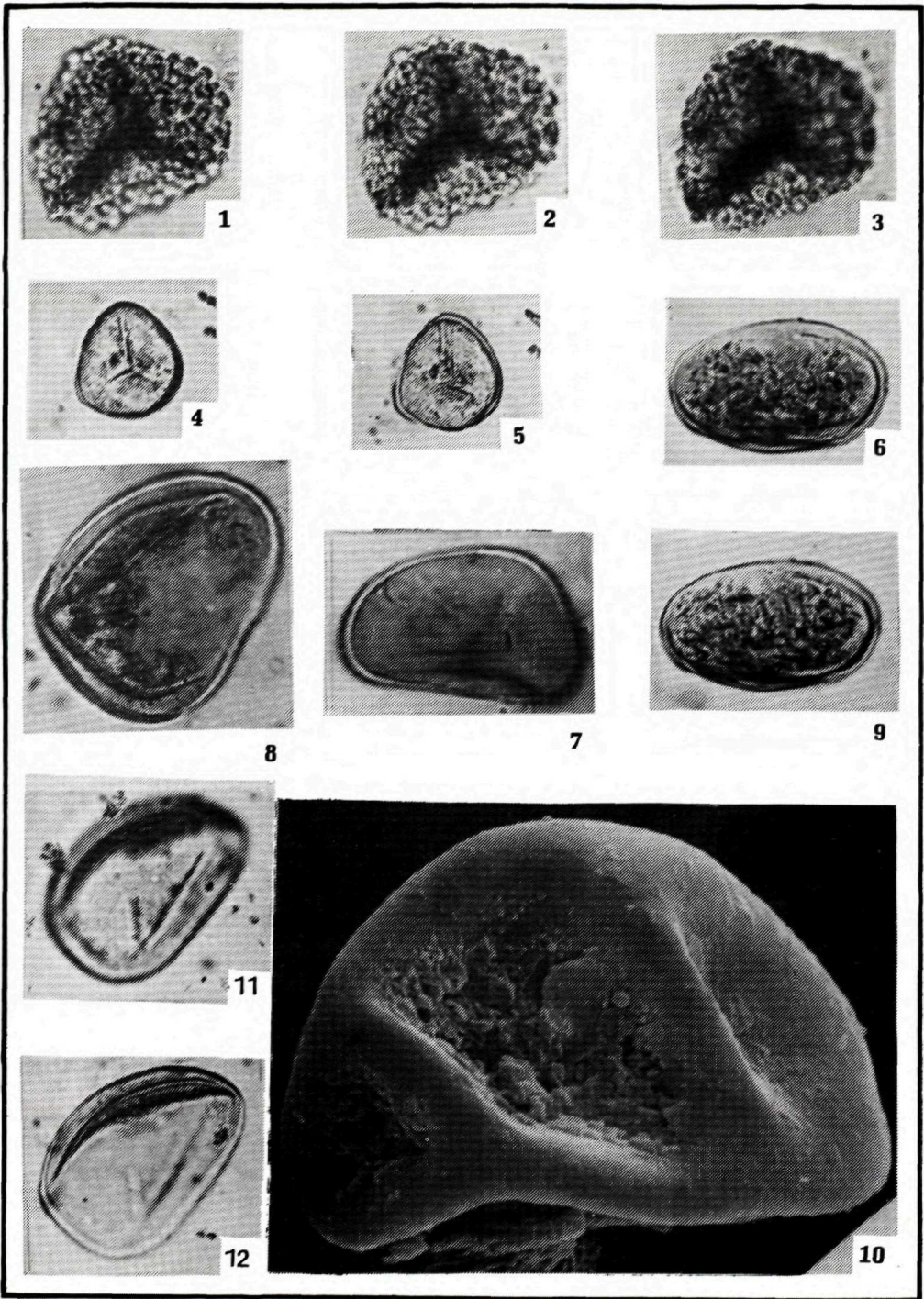
19



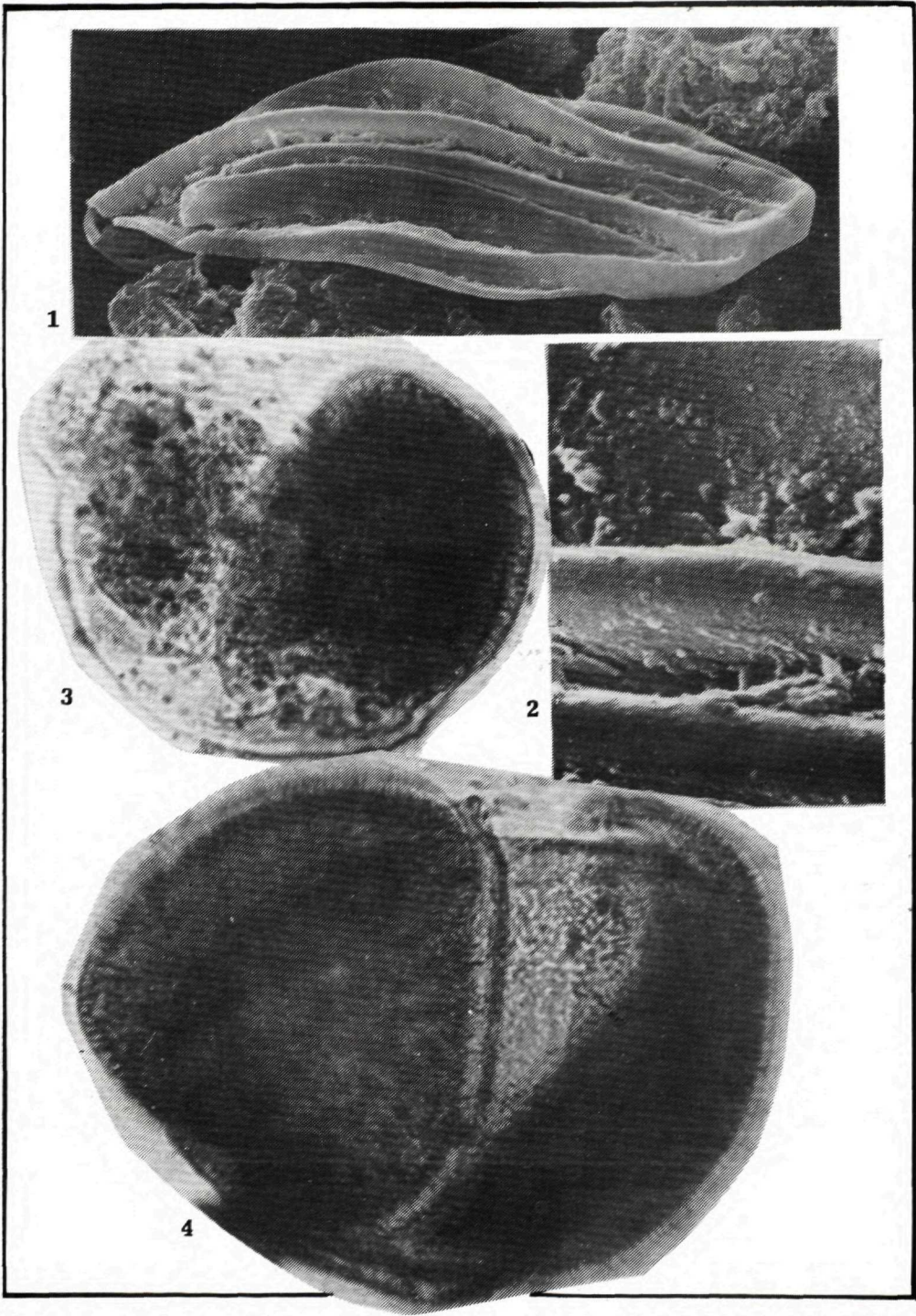
20



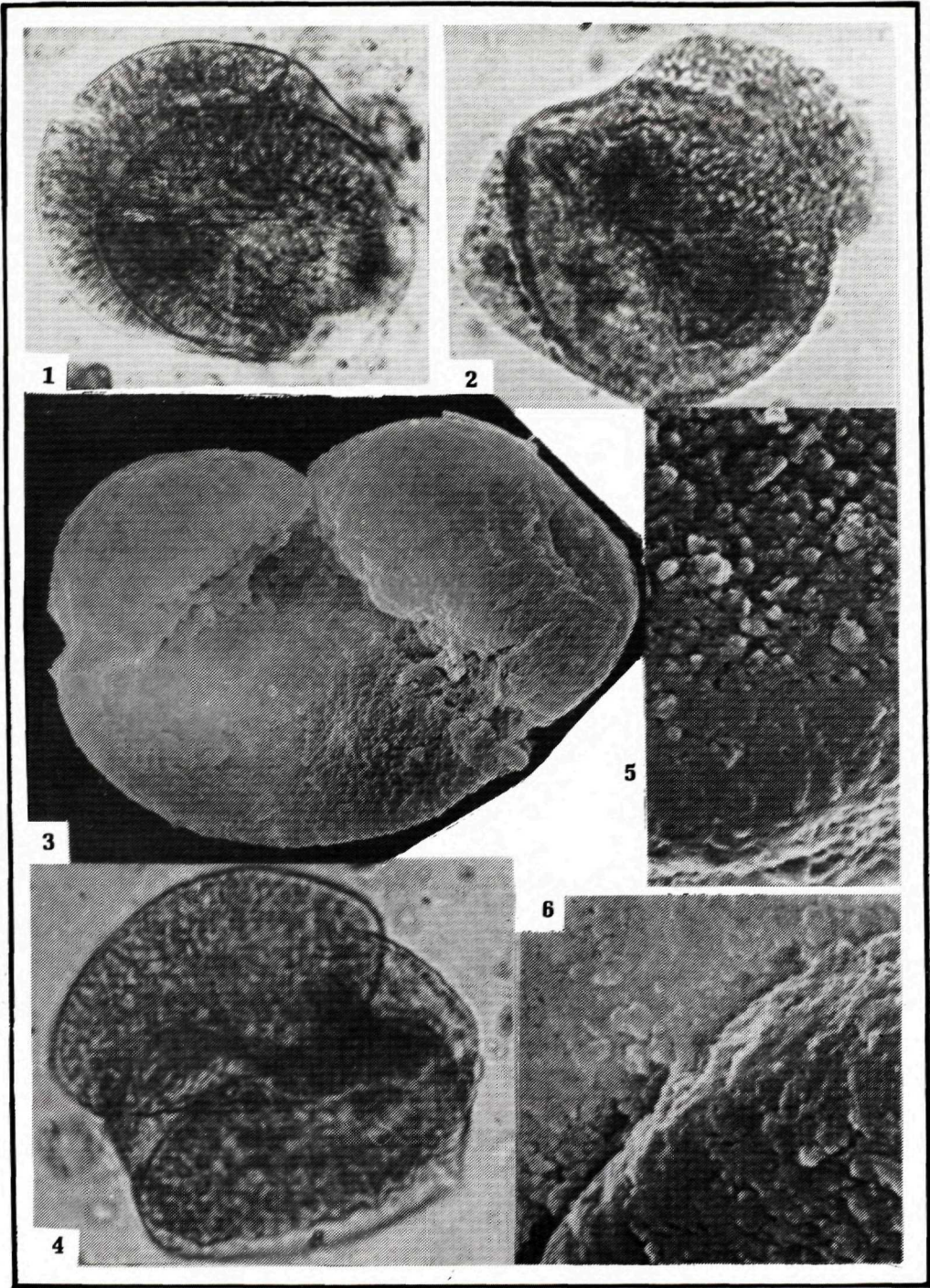




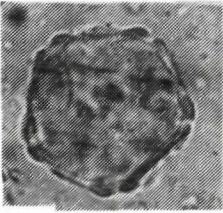




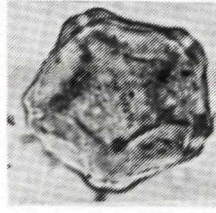




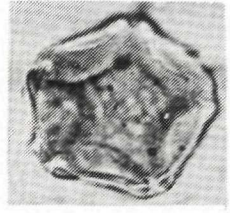




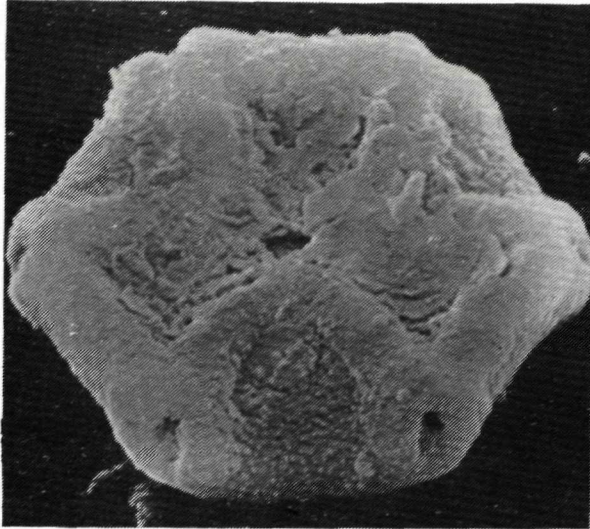
1



2



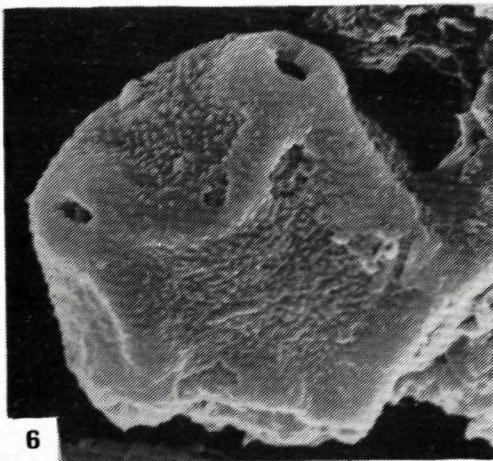
3



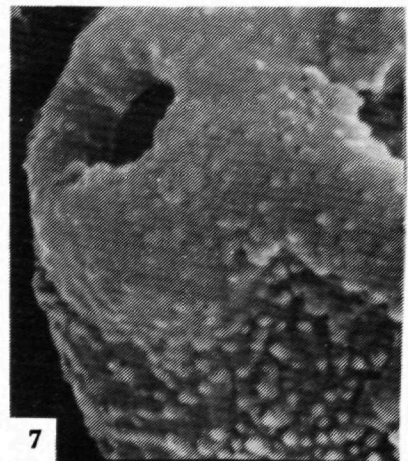
4



5

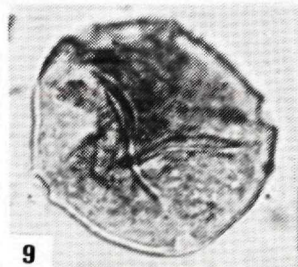
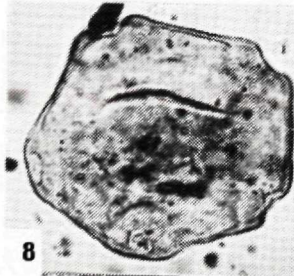
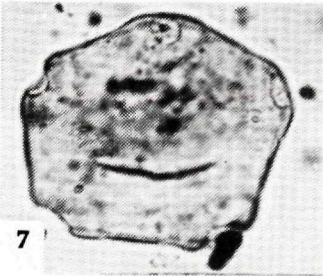
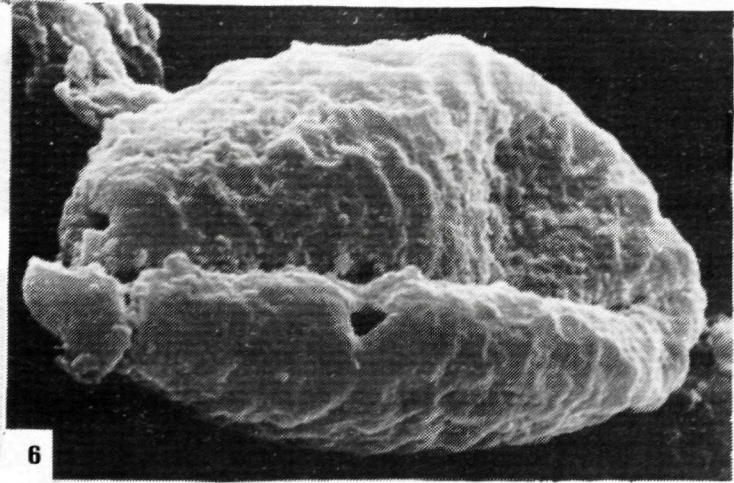
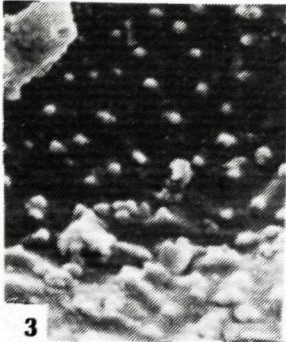
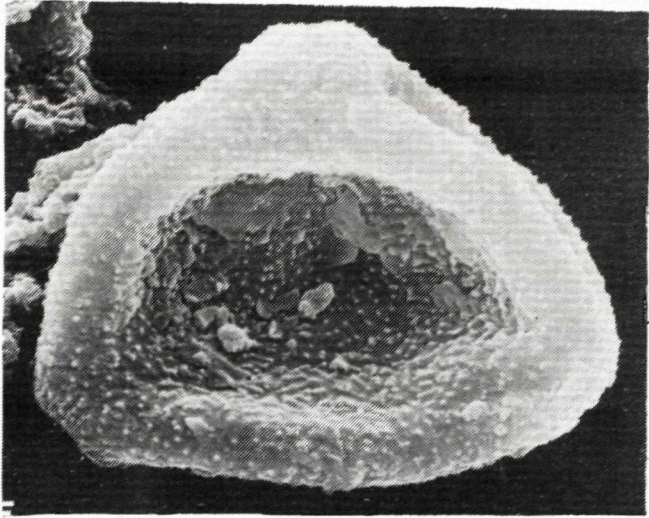
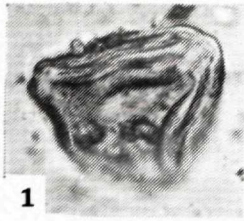


6

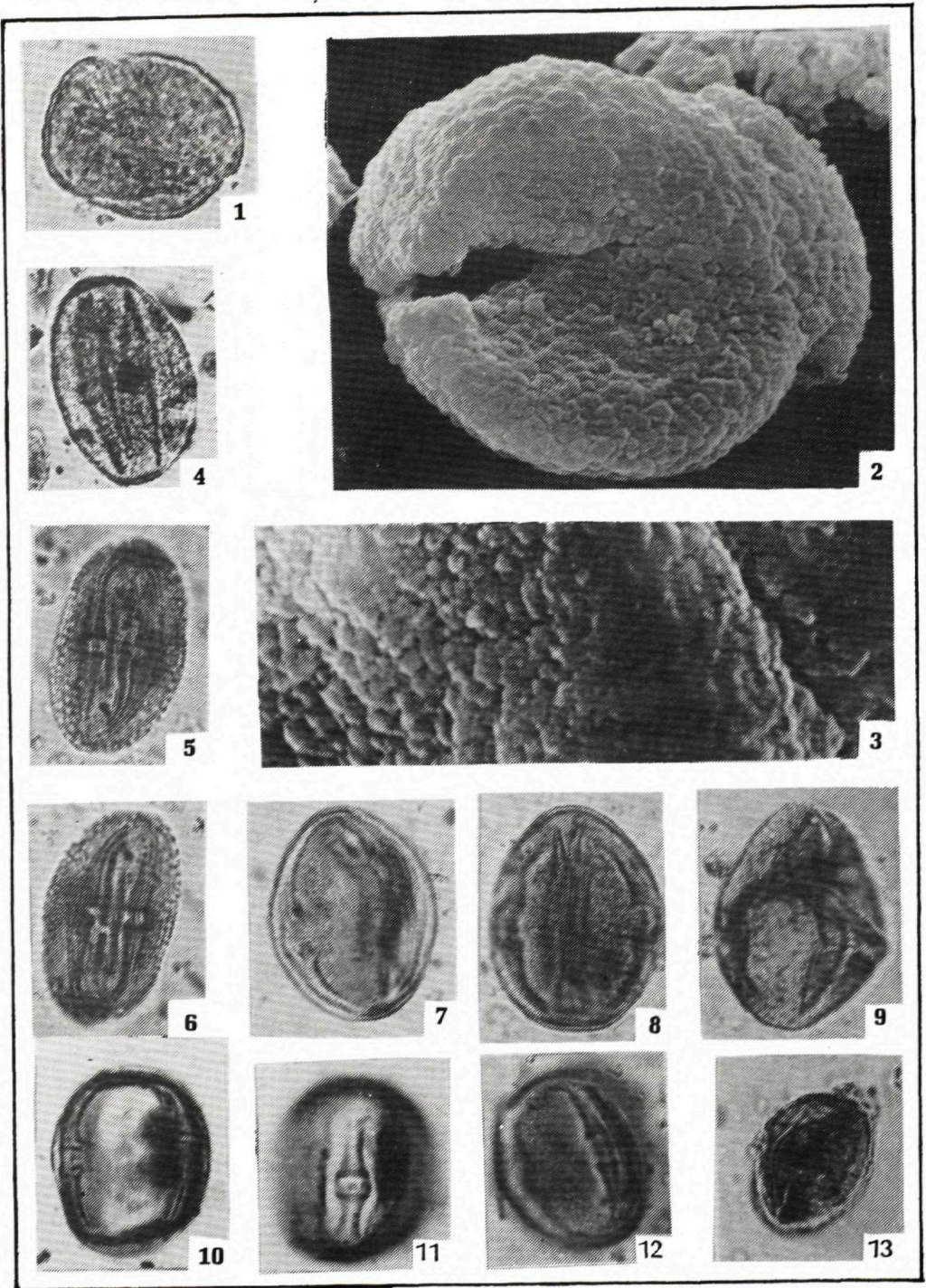


7

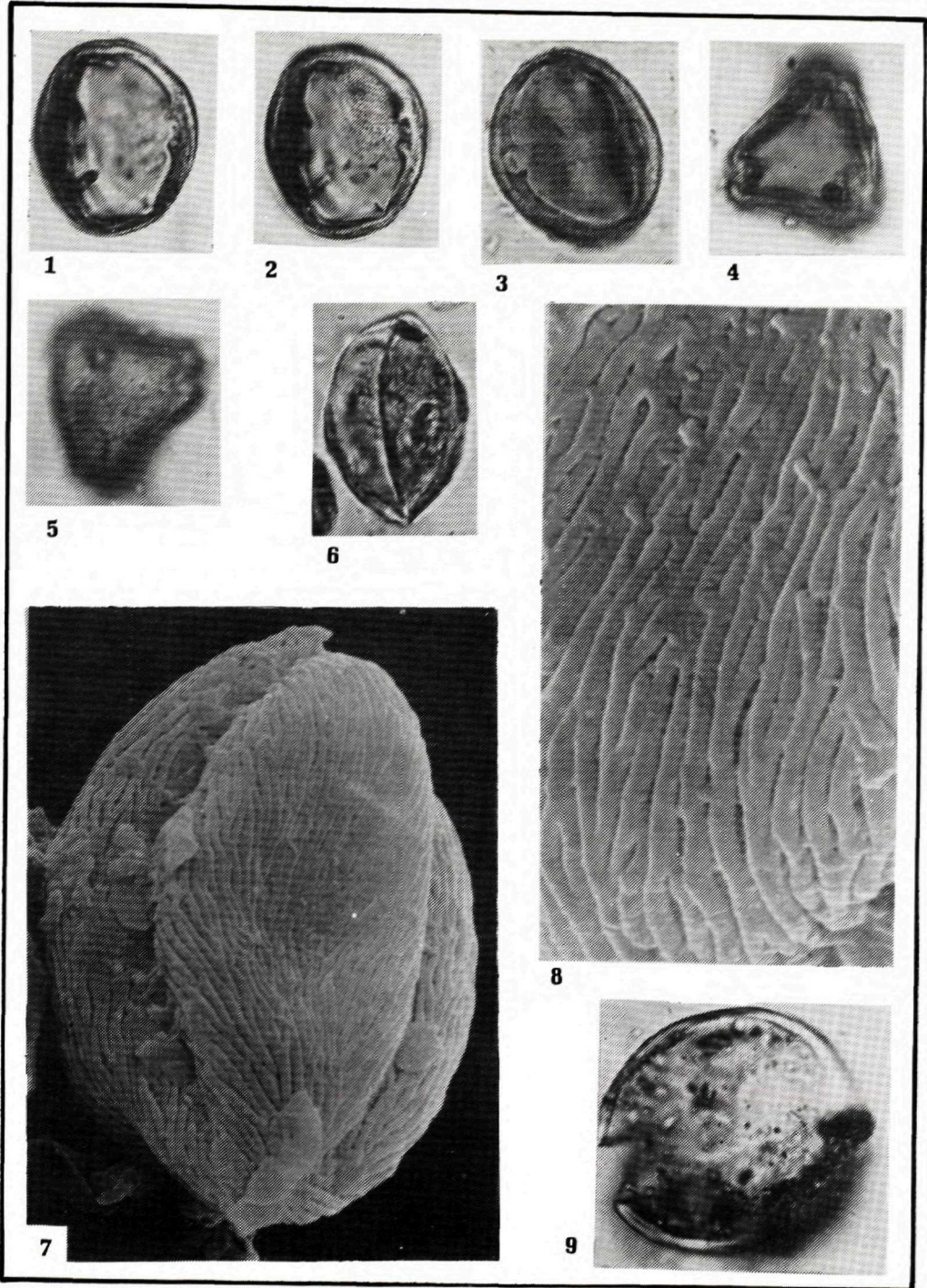


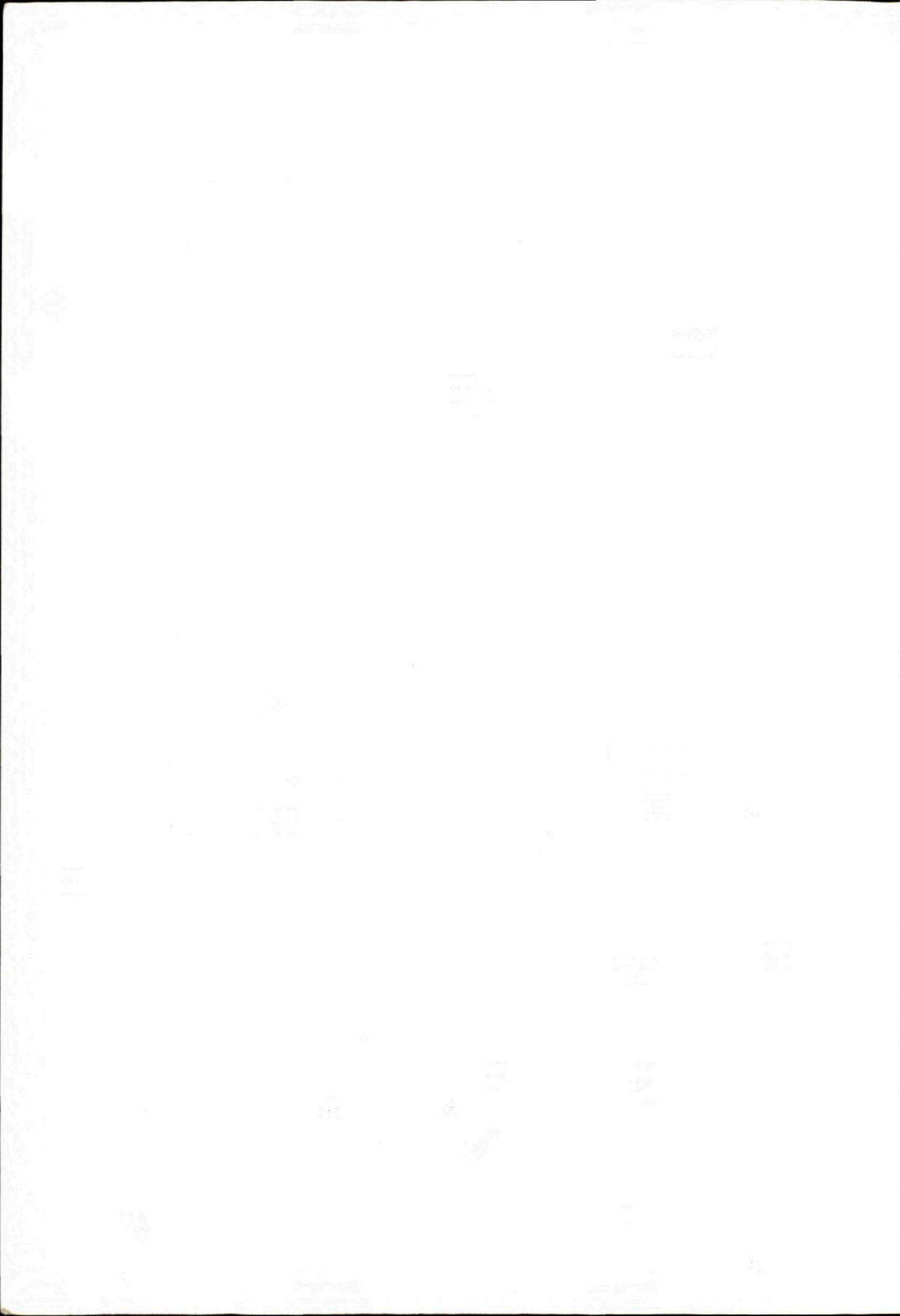




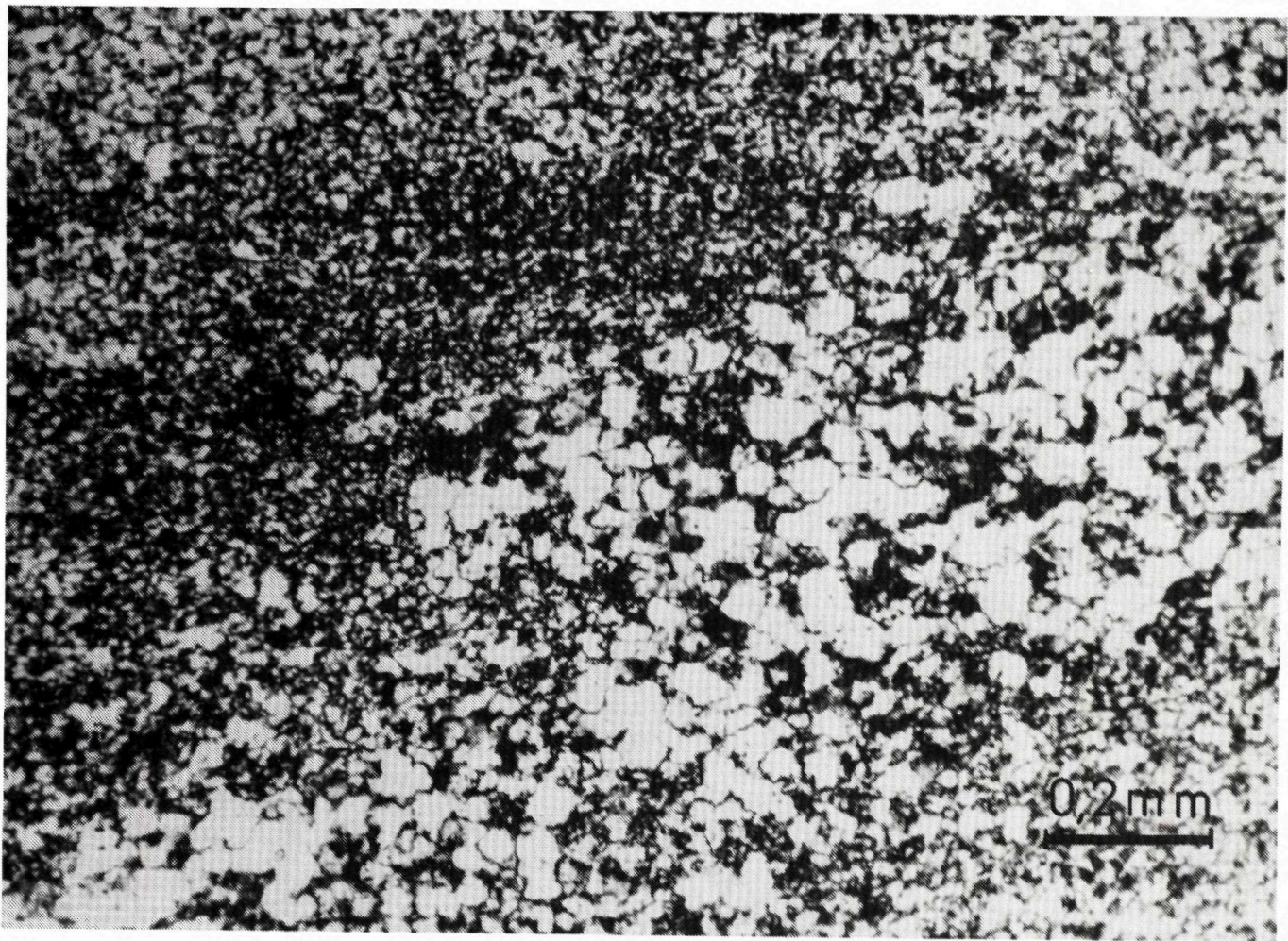




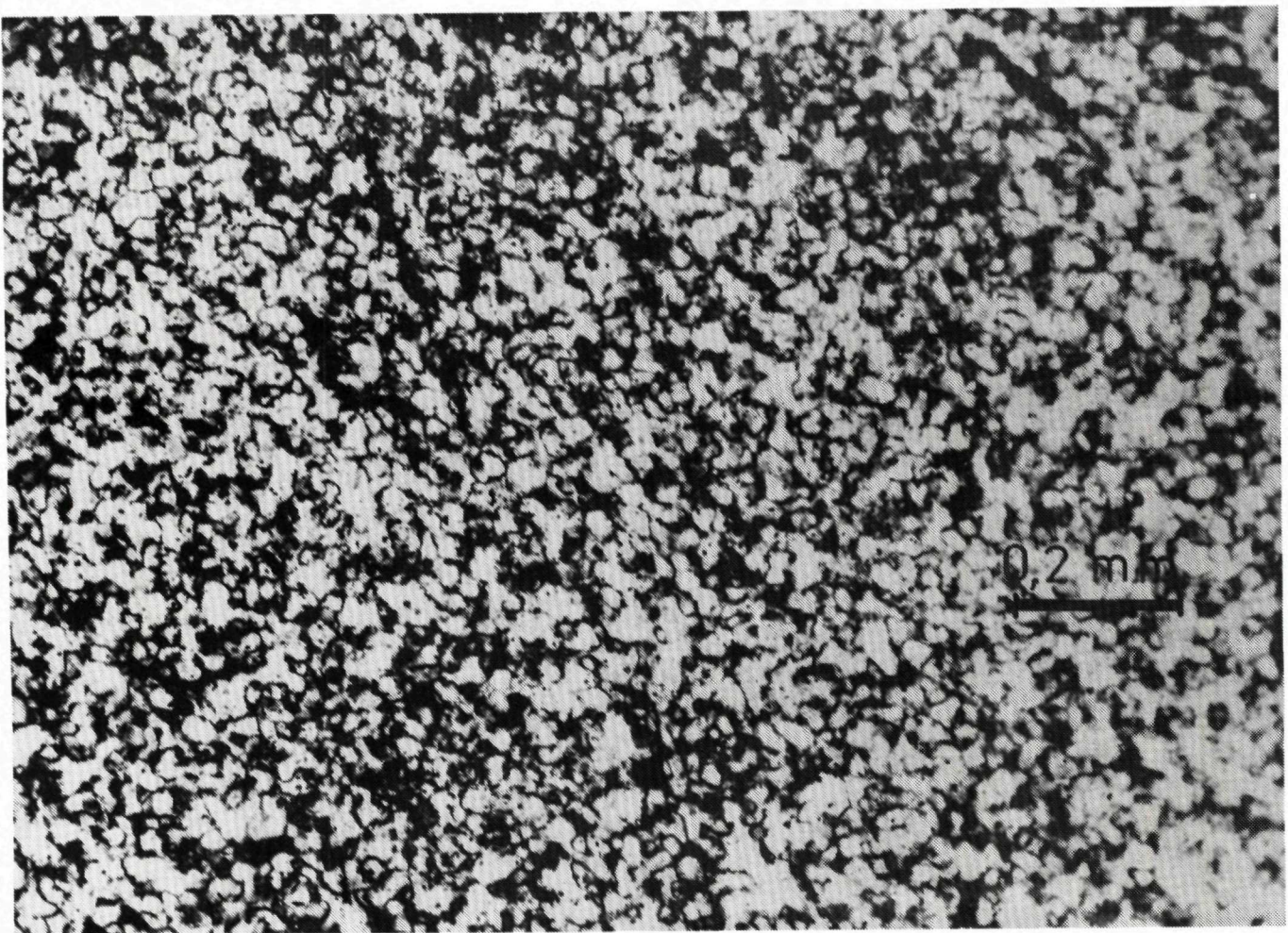








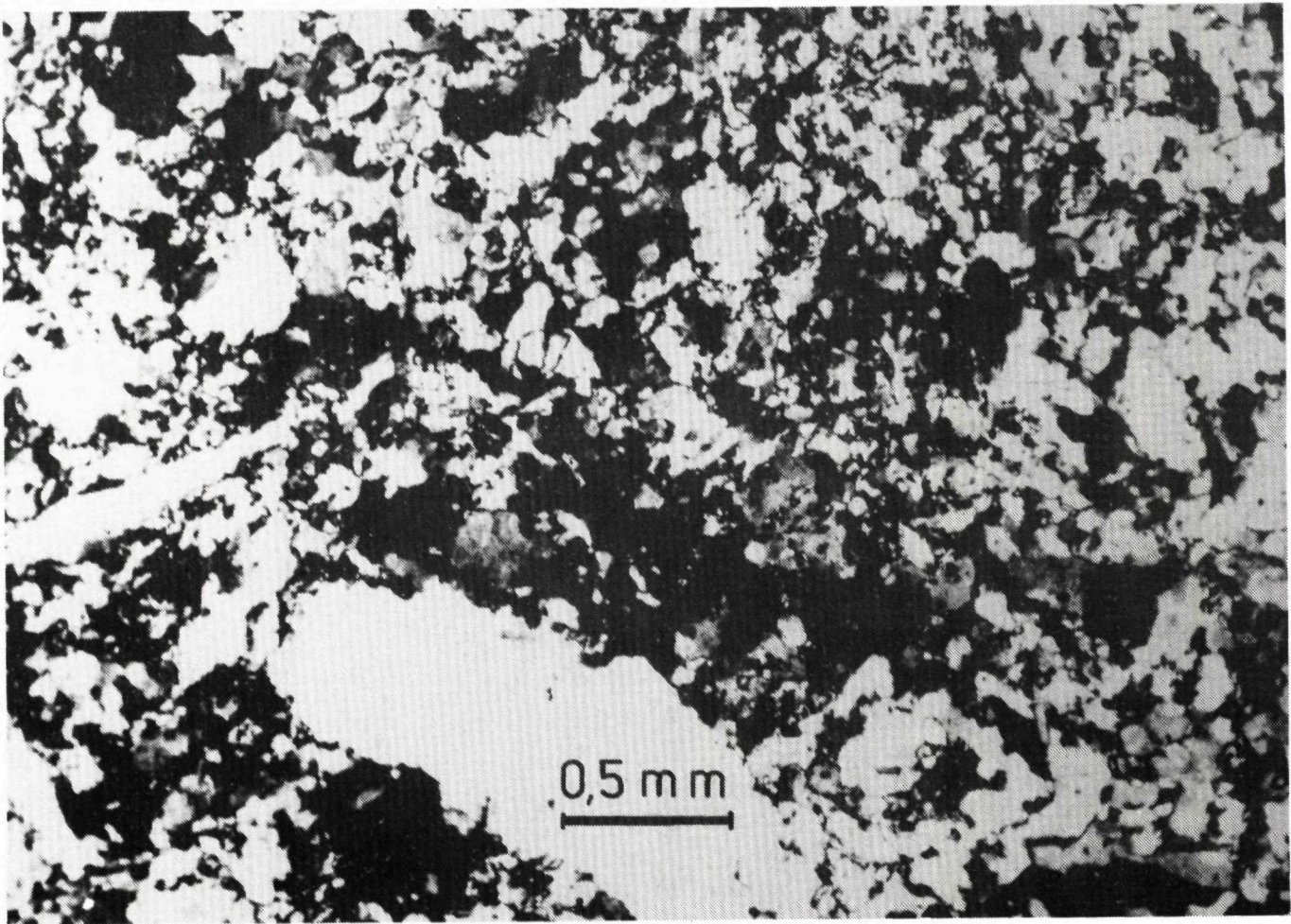














EOCÉN		OLIGOCÉN				MIOCÉN	ODDELENIE		Číslo vzoriek					
kuiz	lutét	priabon	sanios-stamp	rupel	chat		STUPNE	MIKROFLÓRA	232/82	OBP-1	605/81	OBP-2	605/81	OBP-1
							Pseudospinaepollis pseudospinosus W.Kr.							
							Podocarpidites cf. podocarpoides (Thg.) W.Kr.							
							Orapollis potsdamensis W.Kr.							
							Plantaginaceaerumpollis merkensis W.Kr.							
							Sciadopityspollenites serratus (R.Pot. et Ven.) Th. et Pf.							
							Spinulaepollis cf. arceuthobioides Chateauneuf							
							Cupuliferoidaepollenites liblarensis (Thoms.) Th. et Pf.							
							Cupuliferoidaepollenites oviformis (R.Pot.) R.Pot.							
							C. isleyanus (Traverse) R.Pot.							
							Arecipites granulatus (Kds.) Kds.							
							Monocolpopollenites tranquillus (R.Pot.) Th. et Pf.							
							Minorpollis W.Kr.							
							Hydrosporites cf. azollaensis W. Kr.							
							Subpolycorites minor Rakosi							
							cf. Bohlensipollis hohli W. Kr.							
							Inaperturopollenites verrupapilatus W. Kr.							
							Leiotriletes microlepidoidites W. Kr.							
							Pityosporites minutus (Zakl.) W.Kr.							
							Zonalapollenites viridifluminipites (Wdh.) Th. et Pf.							
							Sequoiapollenites gracilis W. Kr.							
							Polyatriopollenites stellatus (R.Pot.) R.Pot.							
							Caryapollenites simplex (R.Pot.) R.Pot.							
							Ulmipollenites undulosus Wolf							
							Trivestibulopollenites betuloides Pf.							
							Baculatisporites quintus (Th. et Pf.) W.Kr.							
							Alnipollenites verus R.Pot.							
							Polyodiidites alienus (R.Pot.) E. Nagy							
							Laevigatosporites haardtii (R. Pot. et Ven.)							
							Inaperturopollenites hiatus (R.Pot.) Th. et Pf.							
							I. dubius (R. Pot. et Ven.) Th. et Pf.							
							Pityosporites labdacus (R. Pot.) Th. et Pf.							
							Pityosporites microalatus (R. Pot.) Th. et Pf.							
							Cycadopites cf. minimus (Cookson) W. Kr.							
							Engelhardtoidites microcoryphaeus (R. Pot.) R. Pot.							
							Quercoidites cf. henrici (R. Pot.) R. Pot.							
							Tricolporopollenites microhenrici (R. Pot.) W. Kr.							
							Tricolporopollenites dolium (R. Pot.) Th. et Pf.							
							Ilexpollenites margaritatus (R. Pot.) Thg.							
							Chenopodipollis multiplex (Weyl. et Pf.) W. Kr.							
							Cupuliferoipollenites pussilus (R. Pot.) R. Pot.							
							Baculatisporites nanus (Wolf) W. Kr.							
							Rhoipites pseudocingulum (R. Pot.) R. Pot.							
							Spóry húb, zvyšky húb							



1 B 19.6  
no. 12/1984  
Spring 84