

GEOLOGICKE PRA'CE

CS ISSN 0433 — 4795

1 B 19 b

928/93



GEOLOGICKE PRA'CE, SPRÁVY 97

SPRÁVY 97

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

1 B 196
správy 97 kw

**GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 97**

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v roku 1993
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21

Vedecký redaktor: RNDr. JAROSLAV LEXA, CSc.
Vedúca redakcie: Ing. JANKA HRTUSOVÁ
Zodpovedná redaktorka: Ing. MIROSLAVA LUDVIGOVÁ
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačila Kníhtlačiareň Svornosť, spol. s r. o., Bratislava 1993
Náklad 500 kusov. Rozsah AH 10,75, VH, 11,00
Cena brož. výtł. Sk 48,—

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001016678

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 97**

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. JAROSLAV LEXA, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc., RNDr. ONDREJ FRANKO, DrSc., RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc., RNDr. JÁN MELLO, CSc., RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc., RNDr. EDUARD KÖHLER, CSc., RNDr. IGOR MODLITBA, CSc., RNDr. MILAN GARGULÁK, CSc., RNDr. PAVOL GRECUŁA, DrSc., RNDr. AUGUSTÍN BEGAN, CSc., doc. RNDr. RUDOLF MOCK, CSc.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 97**



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

Geologický ústav D. Štúra,
KNIENICA, Bratislava

Signatúra : 1 B 19k

Inv. čís. : 928/93

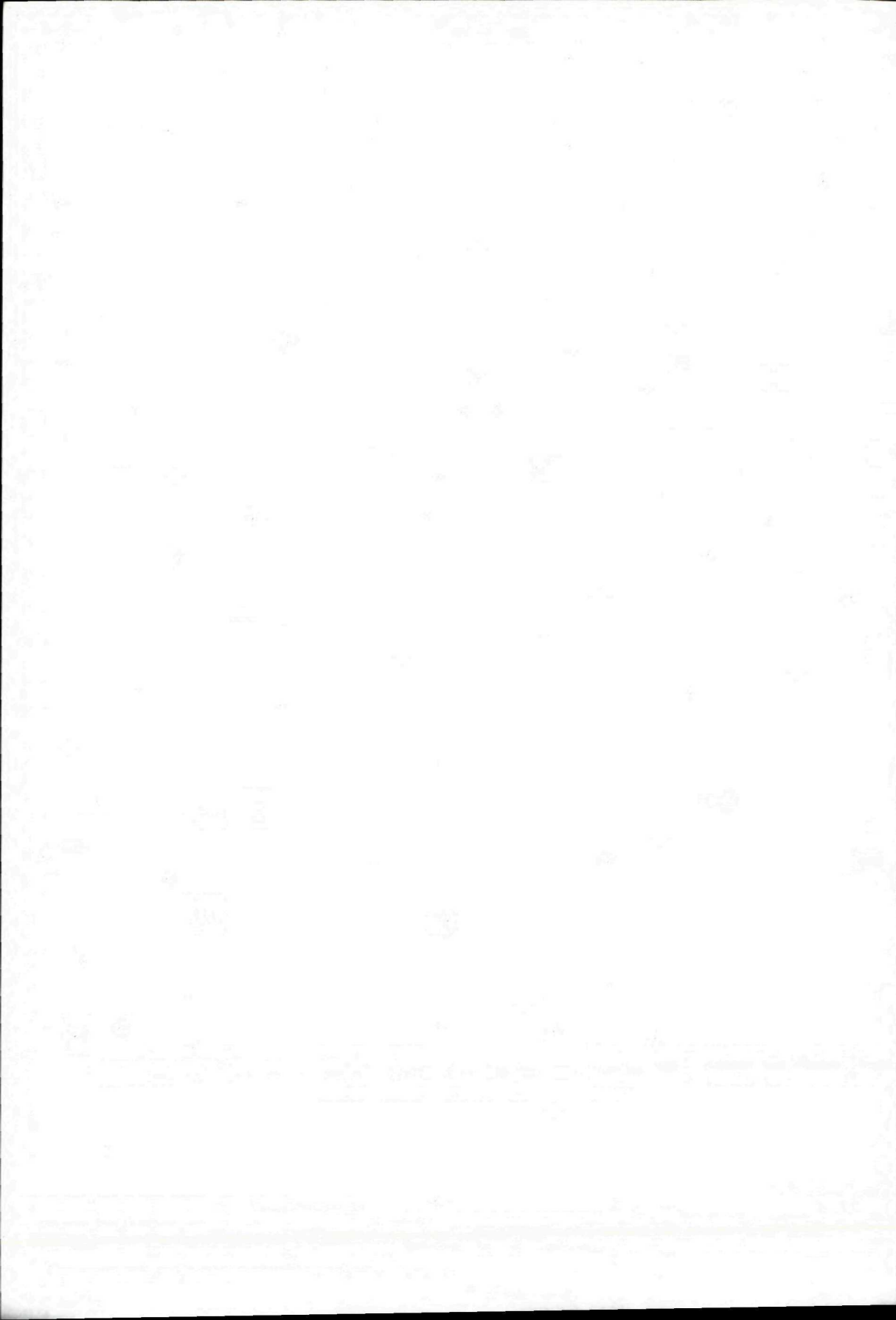
Sk : 48,-

Získané : PV

Prílohy : -

Obsah — Contents

SAMUEL, O.: Za RNDr. Tomášom Korábom, CSc.	7
SAMUEL, O.: Za RNDr. Evou Planderovou, DrSc.	11
ELEČKO, M.—KOVÁČ, M.: Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc.	13
REED, J. K.—GIPSON, M., Jr.—NEESE, D. G.: A petrographic Study of East Slovakian Basin sandstones — Petrografia pieskocov východoslovenskej panvy	15
ŽÁKOVÁ, E.: Mineralogicko-geochemická charakteristika vôd a zvetralin tatridnej časti Nízkych Tatier — Mineralogic-geochemical characteristics of soils and weathered products in the Tatric tract of the Nízke Tatry Mts.	23
CAŇO, F.—STRAKA, P.—ŽENIŠ, P.: Neogénna hydrotermálna mineralizácia vo vrte B-1 pri kúpeľoch Byšta (južná časť Východoslovenskej nížiny) — Neogene hydrothermal mineralization in drillhole B-1 near the spa of Byšta (southern part of the Eastern Slovakian Lowland)	35
MIKO, O.—KORIKOVSKI, S. P.: Nizkostupňová premena metasedimentov veporického kryštalinika juhozápadne od Brezna — Low-temperature alterations of the Veporic crystalline metasediments southwest of Brezno	39
POLÁK, M.—ŠIRÁNOVÁ, V.: Mangánová mineralizácia v liasových karbonátových sedimentoch Braniska — Manganese mineralization in Liassic carbonate sediments of the Branisko Mts.	47
HORNÍŠ, J.: Prínosy sedimentárnej petrografie pri geologickom výskume kvartéru Slovenska — Contri- bution of Sedimentary Petrology to Quarternary geological research of Slovakia	53
FORDINÁL, K.: Nové poznatky o tektonických pomeroch centrálnej časti Bratislavy (v okrajovej zóne Podunajskej nížiny) — New knowledge of tectonic setting in central Bratislava (in marginal zone of the Danube Lowland)	61
NAGY, A.—BARÁTH, I.—ONDREJIČKOVÁ, A.: Karloveské vrstvy — marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy — Karlova Ves Member — Sarmatian marginal sediments on the eastern edge of the Vienna Basin	69
ZLINSKÁ, A.: Mikrofauna bádenu z okolia Malej nad Hronom (juhovýchodná časť podunajskej panvy) — Badenian microfauna from the Malá nad Hronom area (southeastern Danube Lowland)	73
VASS, D.—ŠUTOVSKÁ, K.—KAROLI, S.—JANOČKO, J.: Bielopotocké súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu v prešovskej kotline — Biely Potok Formation of the Central Carpathian Paleogene in the Prešov Basin	79
RAKOVÁ, J.: Vápnitý nanoplanktón v spodnom miocéne z vrtu LKŠ-1 (juhozápadná časť Lučenskej kotliny) — Lower Miocene calcareous nannoplankton from drillhole LKŠ-1 (southwestern Lučenec Basin)	89
GROSS, P.—KÖHLER, E.: Kritický pohľad na sedimentologické modely vnútrokarpatského paleogénu MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z.—BORZA, V.: Biostratigrafia a mikrofacie vrchnojurskej a spodnokriedovej panvovej sekvencie v križňanskom príkrove fatrika (profil Zrázy pri Dolnej Porube, Strážovské vrchy) — The Upper Jurassic-Lower Cretaceous biostratigraphy and microfacies of a basin sequence in the Križna Nappe of the Fatric (Zrázy section near Dolná Poruba, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians)	99
	105



Za RNDr. Tomášom Korábom, CSc.

(15. októbra 1936 — 4. júna 1993)

...

Ó, život. Kolkokrát si z piesne
vzlietol, aby si v palbe
slnka večne vyhasol.

Z hlbín svojej materinskej hliny
vytrysknú kryštály vlahy.
Padáme dolu tvárou. Hlceme vzduch
a vodu. Odtŕhame sa rukami od skál,
lebo všetko nás iba čaká ...

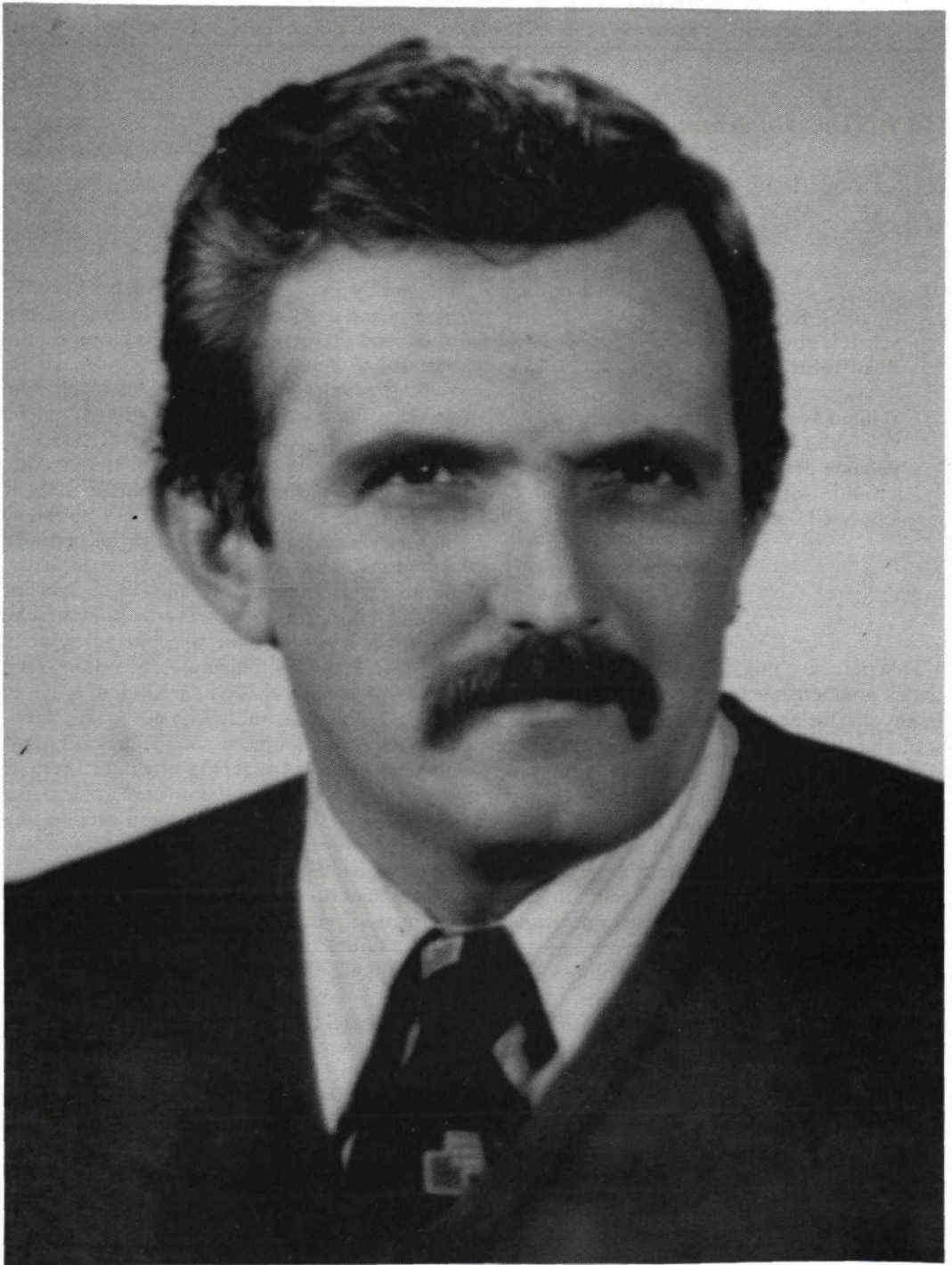
(P. Koyš)

Každé ráno, keď precitáme do nového dňa, plní nádeji pokračujeme tam, kde sme včera prestali, aby sme nielen v záujme sebarealizácie, ale aj v záujme svojej rodiny, blízkych, v záujme vedomej zodpovednosti za svoje činy plnili predstavy a povinnosti vyplývajúce z každodenného života. Zrejme z tejto filozofie vychádzal aj náš riaditeľ, milý priateľ, pretože vždy konal nie v osobnom, ale vo vyššom záujme. Pohyboval sa medzi dvoma baštami — rodinou a pracoviskom, aby v obojstrannom záujme vytváral hodnoty, ktoré obohacujú nielen ducha jednotlivca, ale aj rodiny i ľudskej pospolitosti. Žiaľ, uprostred tejto činorodej práce, plnej ideálov, krutý osud pretrhol jeho životnú púť. Pretrhol ju práve v okamihu, keď niesol veľkú ťarchu zodpovednosti za ďalší osud ústavu, s ktorým bol bytostne spätý.

Čím sme bližšie späti s inou osobou, tým viac si kladieme v takýchto prípadoch otázku, čo je náš život, ako ho v jednej definícii vyjadriť. Vedec by ho iste definoval ako najprecíznejší a najzložitejší mechanizmus, do ktorého tajov ľudský um len veľmi pomaly a ťažko preniká.

Filozofi by život mohli nazvať vážnym problémom alebo azda nevyriešenou hádankou, historici zasa otvorenou knihou, do ktorej si píšeme vlastné dejiny. Matematik by povedal, že život je rovnica s mnohými neznámymi, kým umelci vidia život ako film, báseň, ódu, alebo tragédiu. Odpoveď na túto otázku si dáva každý jednotlivec svojim konkrétnym životom. Podľa činov nášho riaditeľa, priateľa, život je téma, ktorú človek dostane už pri narodení, aby na nej pracoval podľa svojich schopností a predstáv. Ak sa ktokolvek z nás retrospektívne pozrie na jeho životný film, všetci musíme zhodne konštatovať, že práve to sa stalo jeho životným krédom. Inak si nemožno vysvetliť ten usmievavý optimizmus, tú veľkú lásku k práci, k rodine, známym, priateľom a ľuďom vôbec. Toto boli atribúty jeho osobnosti, ktorými prekonával aj mnohé súdobé prekážky. Vychádzal zo zásady, že nie prázdne, kvetnaté slová sú profilujúcou črtou človeka, ale iba tvorivý um so zanietým srdcom vytvára pravé, nefalšované hodnoty. Podľa tejto tézy konal vo svojej rodine i na pracovisku, bez ohľadu na to, aby niekto ocenil jeho snahu. Pre skromnú osobnosť je však hlavnou odmenou radostný pocit z dobre vykonanej práce, z dobrého vzťahu k ľuďom, priateľom a najmä k svojim najbližším. V takýchto prípadoch ľudia so zmyslom pre objektivnosť a spravodlivosť s povďačnosťou nielen počúvajú dobré a úprimné slová a rady, ale aj s veľkým uznaním spomínajú a budú spomínať na človeka, ktorý nezištne rozdával sám seba v záujme veci, cti a pravdy.

RNDr. Tomáš Koráb, CSc., sa narodil 15. októbra 1936 v Prešove, v rodine učiteľa. Po skončení ľudovej školy (1948) absolvoval gymnázium (1949—1953) v Košiciach. Po maturite sa prihlásil na novoutvorenú Geologicko-geo-



grafickú fakultu univerzity Komenského v Bratislave, na ktorú bol prijatý v roku 1953 a ktorú úspešne skončil v roku 1958.

Po vysokoškolskom štúdiu nastúpil v roku 1958 do Geologického ústavu Dionýza Štúra, kde pôsobil až do osudného dňa. Hneď po nástupe začal pracovať ako mapér najmä vo východoslovenskom flyšovom pásme, ktoré mu bolo, ako rodný kraj, veľmi blízke. Vzhľadom na svoj prístup k veci, ako aj zmysel pre tímovú prácu, sa veľkou mierou pričínil o spoznanie geologickej stavby tohto regiónu. Okrem početných článkov svoje poznatky publikoval v monografii (koautor T. Ďurkovič) „Geológia dukelskej jednotky“ (1978) s geologickou mapou 1:50 000 (T. KORÁB et al., 1983).

V rokoch 1966—1968 úspešne pôsobil v geologickej expedícii v Mongolsku a v Libyi (1981 až 1983).

Bol aj spoluriešiteľom a neskôr vedúcim veľmi náročného a zodpovedného projektu „Geologické perspektívy nových výskytov ropy a zemného plynu“, v rámci ktorej bolo realizovaných niekoľko hlbokých štruktúrnych vrtov (Zboj-1, Smilno, Hanušovce, Šariš). V rámci tejto úlohy boli po litostratigrafickej stránke vyhodnotené vrty Viedenskej panvy a geofyzikálne profily z oblasti severného Slovenska. Veľkou mierou sa pričínil o spoluprácu s výskumom vyhľadávania nafty a plynu a E.S.R.I (University of South Carolina, Columbia, USA), v rámci ktorej (s využitím moderných PC programov) boli skonštruované nové mapy výplne panvy, subsidenčné krivky, ďalej boli urobené analýzy pieskocov z panvy s prepočtami na genetické diagramy. Na úspešné zvládnutie tejto odborne i finančne náročnej úlohy bolo zriadené osobitné oddelenie „Výskum ropy a zemného plynu“, ktorého bol vedúcim. Jeho tvorivá aktivita sa prejavovala aj vo viacerých vedeckých radách a komisiách, kde bol členom.

V januári 1990 bol zvolený za riaditeľa ústavu, pričom treba poznamenať, že bol prvým demokraticky voleným riaditeľom Geologického ústavu D. Štúra. Aj tejto úlohy sa zhostil veľmi dobre, hoci ekonomické ťažkosti vyplývajúce z transformácie spoločenského systému neboli priaznivé ani pre geológiu. Svojím príslovečným optimizmom a toleranciou rozpty-

loval nielen obavy o osud ústavu, ale sa snažil o jeho zviditeľnenie na zahraničnom poli, čoho dôkazom sa stali početné obojstranné návštevy odborných pracovníkov, bilaterálne dohody o spolupráci, ako aj prezentácia výsledkov pracovníkov ústavu na rôznych vedeckých podujatiach.

Sú jednotlivci, pre ktorých nie je potrebné hľadať slová uznania, lebo najvyšším uznaním je ich statočná, činorodá práca. Zvykli sme si úctu k človeku merať na roky; je to však iba relatívna hodnota. Poznáme v živote osobnosti, a medzi také nesporne patril aj RNDr. Tomáš Koráb, CSc., 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 aj náš RNDr. T. Koráb, CSc., geologickej vede, ústavu, rodine, priateľom a celému okoliu, vychádzajúc zo zásady, že nezainterosované 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 vstúpil 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.

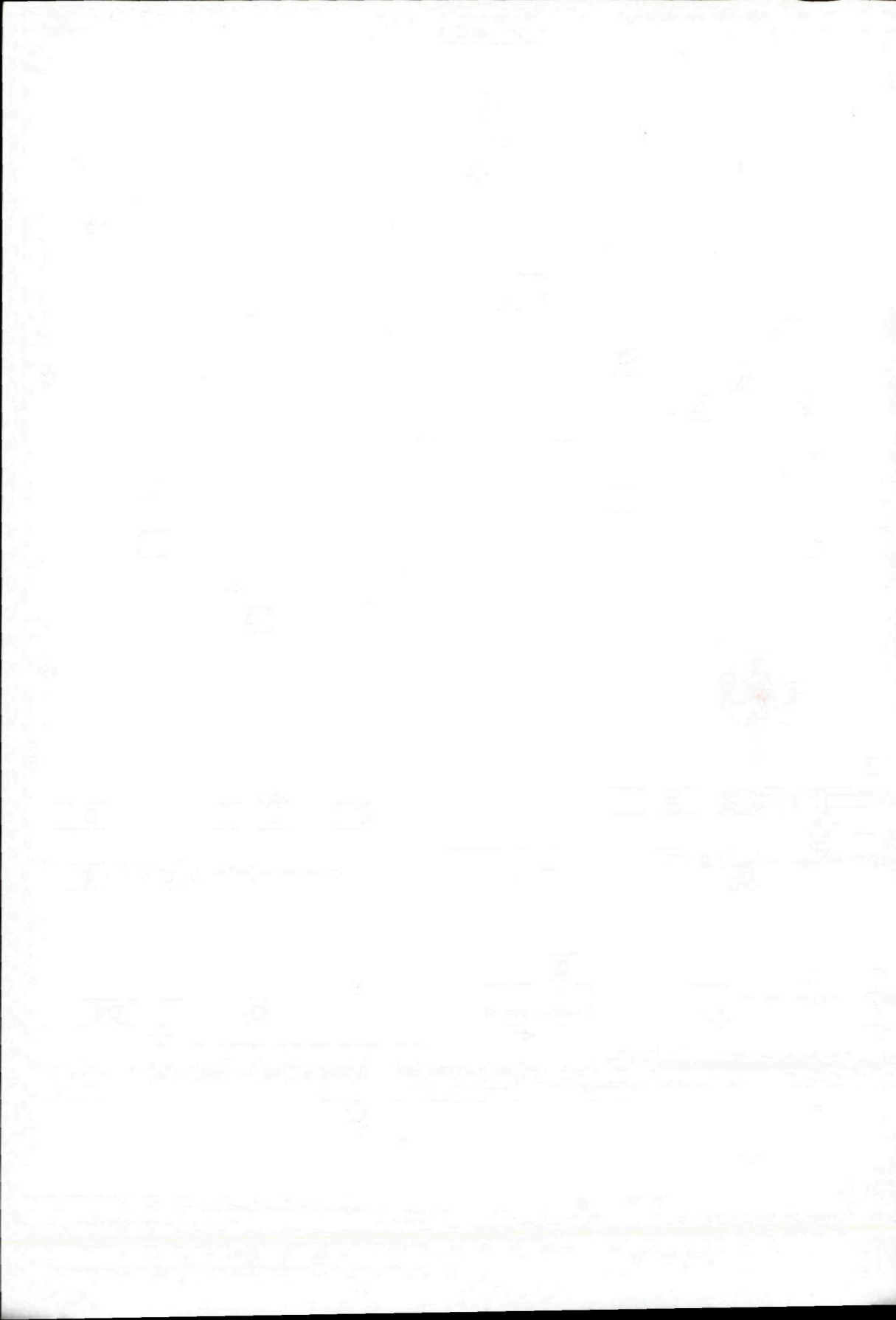
Vráťte ma k mojim krídlam,
nechcem sa dotknúť zeme,
hore sú moje sídla,
inakší nebudeme.

Tak ste ma utrúpili
všetkým, čo vo vás drieme,
vy majte svoje lásky,
ja mám už srdce nemé.

(A. Plávka)

Čeť jeho pamiatke!

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.



Za RNDr. Evou Planderovou, DrSc.

(8. novembra 1932 — 22. novembra 1992)



Deň čo deň vstupujeme do nového rána, aby sme zakaždým pokračovali tam, kde sme včera prestali. Pritom si vlastne ani neuvedomujeme, že už nikdy sa nemôžeme vrátiť do včerajšieho dňa, lebo minulosť už nie je naša, a patrí nám len prítomný okamih, ktorým čoraz hlbšie, čoraz ďalej vchádzame s nádejou do zajtrajška. Zrejme s radosťou, plná optimizmu a túžby aspoň na niekoľko dní zabudnúť na starosti a vypátie najmä z posledných mesiacov, odchádzala z domu v onen deň, keď uprostred činorodej práce plnej ideálov jej krutý osud prerhol životnú niť.

RNDr. Eva Planderová, DrSc., sa narodila 8. novembra 1932 v Komárne. Základnú školu vychodila (1939—1944) v Bratislave, kde dokončila aj stredoškolské štúdium. Vysokoškolské štúdiá absolvovala na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského (1952—1957) so

špecializáciou geobotanika. Hodnosť kandidáta geologických vied získala v roku 1966, keď obhájila prácu na tému „Mikropaleobotanické spracovanie terciérnych sedimentov z oblasti vnútrokarpatských kotlín na Slovensku“. Hodnosť doktora geologických vied jej bola udelená v roku 1991 na základe úspešnej obhajoby doktorskej dizertačnej práce „Mikroflóra miocénu centrálneho paratety Slovenska a jej biostratigrafický význam“.

Už ako študentka inklinovala k paleobotanickému štúdiu a zostala mu verná až do posledných chvíľ svojho života. Do Geologického ústavu nastúpila v roku 1957. Od začiatku sa s veľkým nadšením venovala stratigrafickému výskumu, budovaniu laboratória i rozvoju palyнологickej metódy, ktorá už bola vo svete intenzívne rozpracúvaná.

Nová generačná vlna, ku ktorej patrila aj RNDr. Eva Planderová, DrSc., začala pôsobiť v ústave v období finalizácie generálnych geologických máp 1 : 200 000, keď bolo potrebné riešiť aj mnoho akútnych stratigrafických problémov. V tejto oblasti začala pracovať hneď po nástupe pod vedením odborne fundovaného znalca neogénu Dr. V. Čechoviča a neskôr doc. RNDr. J. Seneša, DrSc. V prvej etape boli ťažiskom výskumu najmä oblasti južného Slovenska a vnútorných neogénnych kotlín. Výsledky, ktoré dosiahla v súvisi so stratografiou miocénnych, najmä sladkovodných a brakických sedimentov, umožnili na základe exaktných biostratigrafických údajov upresniť interregionálnu koreláciu jednotlivých panví, ako aj paleogeografickú rekonštrukciu v období miocénu.

V ďalšej etape sa sféra jej výskumnej činnosti postupne rozširovala aj na ďalšie útvary. Okrem priebežného riešenia problémov miocénu prakticky z celého územia Západných Kar-

pát treba spomenúť priekopnícku prácu týkajúcu sa hlavne stratigrafického obsahu litostratigrafických jednotiek mladopaleozoických útvarov i niektorých metasedimentov. Palynologický výskum týchto útvarov je zvlášť cenný najmä preto, že často je jediným zdrojom biostratigrafických informácií súvisiacich s vekovým zaradením skúmaných sekvencií.

Popri bežnom biostratigrafickom výskume RNDr. Eva Planderová, DrSc., venovala osobitnú pozornosť mikrofloristickej zónácii miocénu centrálnej paratetýdnej oblasti. ňou navrhnutá biozónácia bude dlho patriť medzi vrcholné možnosti biozónácie miocénneho obdobia nielen centrálnej, ale celej paratetýdnej oblasti. Objavila a opísala vyše 100 nových taxónov z rôznych útvarov Západných Karpát. Je potešiteľné, že validita takmer všetkých ňou opísaných taxónov je platná a aplikovaná širokou odbornou verejnosťou.

O vysokej vedeckej erudícii RNDr. Evy Planderovej, DrSc., svedčí aj skutočnosť, že na usmerňovanie po metodickej i odbornej stránke si ju vyžiadali viacerí zahraniční špecialisti (z Rakúska, Juhoslávie, Gruzínska, Maďarska, zo Spolkovej republiky Nemecko, z Poľska, Francúzska, Indie, Bulharska) a viaceré geologické inštitúcie sa na ňu obracali s požiadavkami o expertízu alebo o odbornú spoluprácu. V rozsiahlej miere bola zapojená do medzinárodných korelačných programov, týkajúcich sa najmä problematiky miocénu a mladšieho paleozoika. Výsledky svojich výskumov prezentovala na početných medzinárodných konferenciách, sympóziách a seminároch.

Jej prínos k spoznaniu mikrofloristickeho obsahu novodefinovaných regionálnych chro-

nostratigrafických jednotiek pre paratetýdnu oblasť by bol veľmi neúplný, keby sme nespomenuli priekopnícku prácu kolektívu autorov 8-zväzkového diela „Chronostratigraphie und Neostratotypen“, na ktorom RNDr. Eva Planderová, DrSc., participovala po stránke mikrofloristickeho obsahu jednotlivých stupňov. Svoje poznatky z oblasti palynologického výskumu zverejnila vo vyše 100 publikáciách. Mimoriadnu pozornosť si z nich zaslúži monografické dielo „Miocene microflora of Central Paratethys of Slovakia and its applications in Biostratigraphy“, vydané v roku 1990. Syntetizovala v ňom svoje ekostratigrafické, paleoklimatologické a paleogeografické výskumy. Zvláštnu pozornosť pritom venovala biozónálnemu členeniu a morfolologickej charakteristike 365 taxónov (z toho 65 nových), ktoré dokumentovala na 86 fototabuľkách.

Charakteristickou črtou RNDr. Evy Planderovej, DrSc., bola veľká zaoberanosť a húževnatosť v práci. Výsledkami sa zaradila medzi popredných znalcov pečov a spór. Jej výskumné práce presahujú regionálny rámec a oprávnené možno konštatovať, že znesú prísne medzinárodné kritériá.

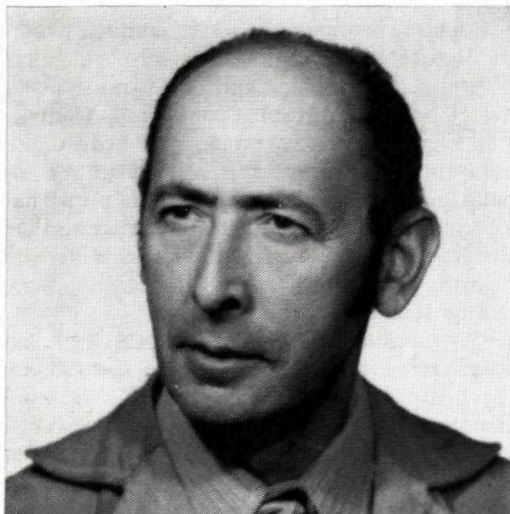
K životným realitám, žiaľ, patria aj osudné náhody. Človek musí kráčať a žiť ďalej už len so spomienkami na toho, za ktorého čínorodou prácou bolo zaoberané srdce. Preto všetci priatelia, spolupracovníci i celá geologická pospolitosť budú s úctou spomínať na RNDr. Evu Planderovú, DrSc., ktorá v ustavičnom tvorivom hľadaní videla zmysel svojho života.

Češť jej pamiatke!

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc.

(3. februára 1924 — 28. mája 1992)



Dňa 28. mája 1992 nás opustil priateľ a kolega doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., ktorého meno je pre väčšinu geológov a paleontológov v Európe synonymom modernej stratigrafie a paleogeografie. Na Slovensku a v Česku je považovaný za priekopníka aktuopaleontologického výskumu, paleoekologických štúdií a biofaciálnej analýzy. Vo svete je známy ako hlavný organizátor a spolutvorca syntetického diela o neogénnej vývoji Mediteránu a ako redaktor a spoluautor prác o neostratotypoch paratetického neogénu.

Narodil sa 3. februára 1924 v Košiciach. Vysokoškolské štúdium začal v roku 1942 v Budapešti, od roku 1945 pokračoval v štúdiu na Univerzite Komenského v Bratislave. Po nástupe do zamestnania (1947—1952 Uhoľné bane Handlová, 1952—1955 Geologický prieskum Turčianske Teplice, 1955—1965 Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) sa venoval

predovšetkým problematike neogénnych panví. Veľmi rýchlo sa stal uznávaným odborníkom v tejto sfére. Z jeho učiteľov a kolegov, ktorí mu boli príkladom, treba spomenúť predovšetkým prof. F. Horusitzkého z Budapešti, prof. J. Rogera z Paríža a z domácich predovšetkým prof. D. Andrusova a Dr. V. Čechoviča.

Jeho prvé práce v päťdesiatych rokoch boli orientované na výskum oblasti medzi riekami Hron a Ipeľ, neskôr sa venoval juhoslovenským kotlínám a východoslovenskej panve. Praktickú stránku jeho geologickej činnosti odrzkadujú správy a publikácie z prieskumných prác pri vyhľadávaní uhlia v Podvihorlatskej panve, v okolí Veľkého Krtíša na južnom Slovensku, Handlovej a v oblasti Štúrova na juhu Podunajskej nížiny. Z výskumnej činnosti z tohto obdobia možno za najdôležitejšiu považovať monografiu o egerskej faune molúsk z Kováčova pri Štúrove, ďalej štúdie fauny miocénnych molúsk z oblasti východoslovenskej panvy, Ilavskej a Hornonitrianskej kotliny.

V roku 1967 sa stal členom predsedníctva Komisie pre stratigrafiu mediteránneho neogénu (RCMNS — Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy) a na nasledujúcom kongrese v Lyone v roku 1971 sa stal jeho prezidentom. Za vysoké ocenenie jeho práce treba považovať skutočnosť, že vo funkcii prezidenta zostal dve volebné obdobia, čo je zriedkavý jav v rámci Medzinárodnej geologickej únie (IUGS). V roku 1979 bol doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., zvolený za prezidenta Subkomisie pre neogénnu stratigrafiu pri Svetovej geologickej únii (SNS — Subcommission on World Neogene Stratigraphy).

Výnimočné organizačné schopnosti, ako aj sila jeho osobnosti sa prejavili počas vedenia rozsiahleho korelačného projektu IGCP —

UNESCO č. 25 v rokoch 1973—1983. Vychádzal z aktivít pracovnej skupiny založenej v roku 1967 zaoberajúcej sa stratigrafiou a paleogeografiou v oblasti Paratetydy. V krátkom čase sa však záujmové územie rozšírilo na celú Európu, časť Afriky a Ázie. V projekte boli navzájom korelované neogénne panvové systémy od Portugalska na západe, cez strednú a južnú Európu, severnú Afriku, Blízky východ až po brehy Indického oceánu. IGCP projekt č. 25 zjednotil prácu stoviek geológov a paleontológov, výsledkom snaženia ktorých je syntetická monografia Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys, kde sú dokumentované vrstevné sledy výplní neogénnych panví tejto rozsiahlej oblasti.

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., napísal 9 monografií, vyše 200 publikácií doma i v zahraničí, bol spoluautorom edície viacerých geologických máp. Za jeho výsledky v praxi, na vedeckých inštitúciách a univerzitách v Česko-Slovensku a v zahraničí sa mu dostalo mnohých ocenení. Bola mu udelená zlatá medaila Dionýza Štúra, vyznamenanie za zásluhy o rozvoj prírodných vied, medaila J. E. Purkyně, bol členom česko-slovenského národného komitétu pre geológiu, čestným členom maďarskej a rakúskej geologickej spoločnosti.

V roku 1965 nastúpil do Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied, kde zužitkoval svoje bohaté skúsenosti a začal sa venovať korelácii neogénnej fauny na území strednej Európy. V šesťdesiatych a začiatkom sedemdesiatych rokov ako prvý na Slovensku zaviedol novú, dovtedy nepoužívanú metódu aktuopaleontológie. Pomocou nej sa snažil určiť podmienky životného prostredia fosílnych organizmov na základe poznania nárokov dnešných organizmov obývajúcich rôzne časti morského šelfu. Porovnávací materiál získaval sám potápaním sa v oblasti Baltického, Čierneho, Jadranského a Karibského mora. Bol organizátorom kubánsko-československej expedície v Karibskom mori a rozsiahlej spolupráce s Inštitútom za istraživanie mora v Rovinji v rokoch 1965—1975.

Okrem vedeckej práce na akadémii sa snažil svoje vedomosti odovzdať aj mladšej generácii. Prednášal na Univerzite Komenského v Bratislave a na Univerzite J. E. Purkyně, dnes Masarykovej univerzite v Brne, kde mu v roku 1967 udelili titul docenta. V tom istom roku v Bratislave obhájil titul doktora vied. Jeho habilitačná práca predstavovala zhrnutie poznatkov o neogénnej paleogeografii Alpsko-Karpatsko-Panónskej oblasti rozšírenej o paleogeografiu platformných oblastí.

Z jeho rozsiahlej publikačnej činnosti v tomto období mala mimoriadny význam edícia „Chronostratigraphie und Neostatotypen“, ktorej bol redaktorom a autorom početných statí v jednotlivých zväzkoch. Vyčlenenie regionálnych stupňov miocénu (eger, egenburg, otanang, karpát, bádén, sarmat, panón, pont) malo význam nielen pre stratigrafiu centrálnej Európy, ale aj pre koreláciu v rámci svetového neogénu a pre vypracovanie globálnej chronostratigrafickej stupnice.

Organizačné schopnosti doc. RNDr. J. Seneša, DrSc., sa neprejavili len pri zostavovaní chronostratigrafickej edície. Od roku 1958 bol členom Stratigrafického komitétu pri ČSAV.

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., bol nielen uznávaným vedcom, ale i človekom širokého srdca. Napriek záťaži vedeckej a organizačnej činnosti vždy vedel byť priateľom a učiteľom, bol naporúdzí poradiť, pomôcť slovom i skutkom. Práve preto bol vo vedeckých i spoločenských kruhoch obľúbený a vážený. Vedel vyčutnať krásu života, prírody i umenia. Ako aktívny horolezec spoznával pohoria, ako speleológ prenikal do útrobov zeme, ako potápač do hĺbok morí, ako športový letec do blankytných výšok, ako filatelista prejavoval zmysel pre detail, ako organizátor zmysel pre syntézu. Takto si ho väčšina z nás pamätá, a je pre nás príkladom.

Vedecké dielo i ľudské kvality osobnosti doc. RNDr. Jána Seneša, DrSc., sú trvalým vkladom do klenotnice intelektu slovenského národa.

RNDr. Michal Elečko, CSc.

RNDr. Michal Kováč, CSc.

JOHN K. REED—MACK GIPSON, Jr.—DOUGLAS G. NEESE

A petrographic study of East Slovakian Basin sandstones

4 figs, 2 pls. (I—II), slovak summary

Abstrakt. Autori vykonali podrobnú petrografickú analýzu pieskoviec z jadrových vrstev v neogéne východoslovenskej panvy. Zistili, že pieskovce z tejto panvy sú štruktúrne a mineralogicky nezrelé litické arenity, pričom v severnej časti panvy sa nachádzajú zmiešané litické a živcové arenity. Pórovitosť študovaných pieskoviec je vcelku nízka a náhodná. Je spravidla sekundárna, spôsobená rôznymi lokálnymi faktormi. Novotvorené, resp. diagenetické ílové minerály a zeolity, ktoré sa bežne vyskytujú v pieskovcových vzorkách, zahŕňajú klinoptilolit, illit, erionit, phillipsit, kaolinit, smektit, illit/smektit a chlorit. Úspešný prieskum a ťažba uhlíkovodíkov vyžadujú spoznať a predpovedať vývoj sekundárnej pórovitosti, ako aj sekundárnych ílových minerálov a zeolitov.



The benefits of detailed petrographic analysis are applicable to the East Slovakian Basin. Gas is produced from complex sandstone reservoirs, which contain abundant volcanic rock fragments and interbedded tuffs. RUDINEC (1978) estimated that volcanic products constitute up to 30% of the basin fill. Volcanic products are commonly associated with the occurrence of authigenetic/diagenetic mineral suites (SURDAM and BOLES, 1979), and these minerals usually have adverse effects on reservoir properties (PITTMAN, 1979). Investigations into the occurrence and formation of zeolites and clay minerals should aid in planning exploration and exploitation strategies. Petrographic studies have also been used to document the occurrence of porosity, especially secondary porosity (SCHMIDT and MACDONALD, 1979). Porosity prediction in the immature East Slovakian Basin sandstone reservoirs can be an important aspect of exploration strategies.

Introduction

Petrographic studies have long been recognized as a valuable tool for petroleum geologists. Technical and scientific advances have continued to add to the benefits of these studies. The integration of thin section, X-ray diffraction, and electron microscopy methods is now standard practice for many petrographers. Petrographic methods have been increasingly utilized in diagenetic studies, and have produced an increased understanding of sensitive minerals, and their role in sandstone diagenesis (i. e. AAPG Memoir 34).

J. K. REED, Earth Sciences and Resources Institute, Univ. of South Carolina, Columbia, South Carolina 29208
M. GIPSON, Jr., Department of Geological Sciences, Univ. of South Carolina, Columbia, South Carolina 29208
D. G. NEESE, Maxus Energy Corporation, Dallas, Texas 75201

Methods

This study was based on the analysis of eighty four (84) samples from cores from twenty five (25) wells and one outcrop in the East Slovakian Basin (Fig. 1). The ages of these samples ranged from Pliocene/Pannonian to pre-Neogene (basin floor). Detailed petrographic analysis was performed on these samples; sixty-three (63) thin sections were point-counted, X-ray diffraction (XRD) analysis was performed on fifty-five (55) samples, and thirty-eight (38) selected samples were analyzed with a scanning electron microscope/energy dispersive spectrometer (SEM/EDS) system. Most of the samples can be grouped according to individual boreholes or groups of boreholes (Fig. 1). Core samples were prepared for thin section study in an oil base, and were pressure impregnated with blue dyed epoxy at approximately 1200 psi to

insure preservation of sample macro- and micro-porosity. Thin sections were stained for both potassium feldspar and calcite. Modal analysis was performed on most thin sections (minimum 250 points per thin section). Bulk sample XRD analysis was performed on selected core samples. Because of the limited resolution of details of the zeolites and clay minerals in thin section, scanning electron microscopy supplements thin section and XRD analysis for both mineral identification and details of occurrence. These samples were observed using a Hitachi S-2500 delta, fully integrated system with a Kevex (R) energy dispersive spectrometer. For most samples, an accelerating voltage of 25 Kv and a working distance of 25—35 mm was used. Mineral identification using the SEM is based on both morphology and qualitative elemental analysis using the energy dispersive spectrometer.

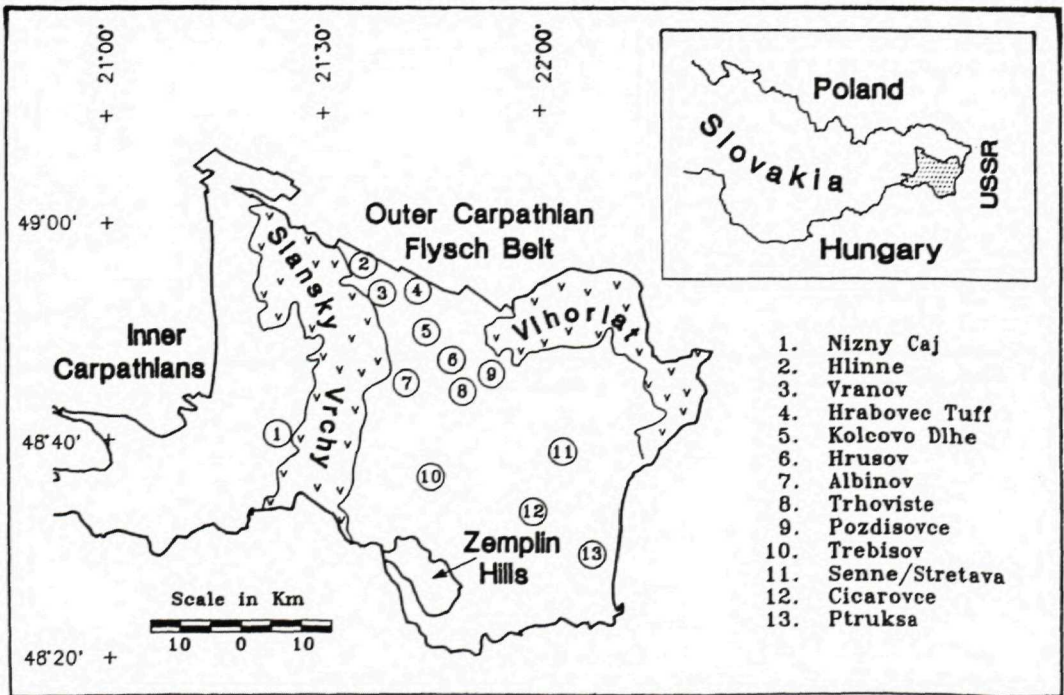


Fig. 1 Map of East Slovakian Basin showing locations of sample sites

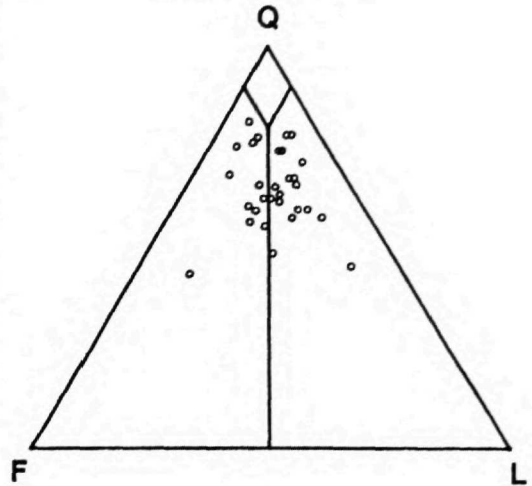
Petrographic characteristics of sandstones

Thin section point counts of quartz, feldspars, and lithic fragments were normalized to 100 % and plotted on ternary diagrams (DOTT, 1964). Although many sample locations contained only a few samples, the total number of samples and the good geographic distribution gives greater confidence to generalized observations. All samples, regardless of location or age, fall within the region of lithic or feldspathic arenites (Fig. 2). Sandstone petrography appears to follow a geographical trend from north to south. Samples from the northern wells are mixed lithic arenites and feldspathic arenites; in the south, only lithic arenites occur (Fig. 3). The greater abundances of feldspar in the northern basin sandstones may be related to the stratigraphic variations; older, marine strata predominate in the northern basin, while younger, non-marine rocks are found more in the southern basin. The preferential preservation of feldspars in pore systems influenced by marine rather than non-marine waters could explain the present distribution. Different source areas, and greater transport distances for southern basin sandstones may also play a role in the distribution of sand types.

Most of the sandstone samples are both texturally and mineralogically immature. Imma-

ture texture is noted in a variety of petrographic and petrologic characteristics; angular to sub-rounded quartz grains, poor sorting, and random grain orientations in thin section. Mineralogical immaturity also characterizes the sandstones. Many of the quartz grains in thin section are polycrystalline, and lithic fragments

Northern Basin



Southern Basin

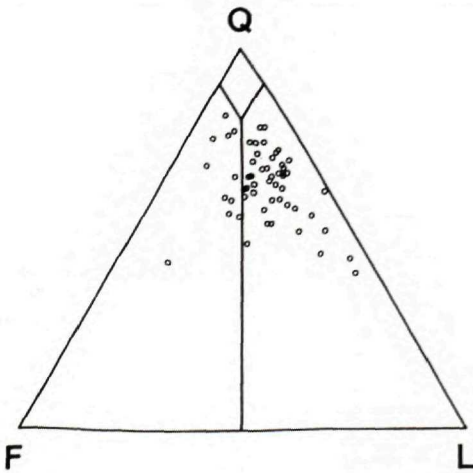
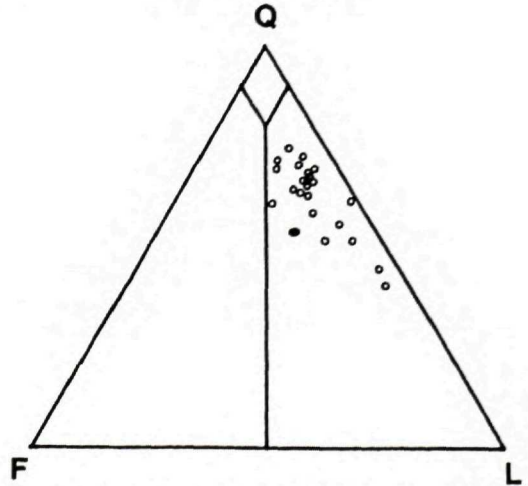


Fig. 2 QFL plot sandstone samples for entire basin

Fig. 3 QFL plots sandstones for northern and southern basin. Note that feldspathic arenites are restricted to northern basin

are common. Fragile lithic fragments are preserved in samples; shale clasts, siltstone clasts, carbonate clasts, and volcanic rock fragments, including palagonite. Plagioclase is often present in samples, altered, but not completely dissolved. Most samples include accessory minerals, including biotite, muscovite, rare pyroxene or amphibole, and heavy minerals.

Porosity values in the basin are generally low, averaging six percent for the sample set. Most of the observed porosity is interpreted as secondary (GIPSON et al., 1991) based on petrographic characteristics such as patchy pores, irregular porosity, grain dissolution, elongate pores, and oversize pores (SCHMIDT—MACDONALD, 1979). Porosity tends to decrease with increasing depth in the basin, and with the increasing age of samples (Fig. 4). Secondary porosity in sandstones appears to be a localized phenomenon, and is caused by several different factors in different parts of the basin, including original depositional environment, structural history, and meteoric water circulation. A more detailed understanding of these factors than is possible in the present study would aid in the success of exploration strategies, such as the location of diagenetic traps, in the basin.

Zeolites and clay minerals are present in the basin fill, and the presence of these minerals in sandstone reservoirs has important implications for hydrocarbon exploration and exploitation. Zeolites have previously been described in basin tuffs (ŠAMAJOVÁ, 1979). The present study also recognized the alteration of tuffs to clay minerals and zeolites, and their occurrence in sandstones (Pl. I, pl. II). Clay minerals and zeolites are usually found to be the alteration products of volcanic constituents and feldspar, although they also occasionally occur as authigenetic pore-occluding products. Glass and plagioclase in tuffs alter to erionite, clinoptilolite, mordenite, analcime, laumontite (?), kaolinite, illite, abundant smectite, and mixed-layer clays (REED—GIPSON, 1991). Most of these same minerals are found in basin sandstone samples, from altered volcanic lithic fragments, and as precipitated authigenetic minerals in pores and fractures. Phillipsite, offretite, and rare heulandite are also present in sandstones.

The presence of authigenetic/diagenetic minerals in reservoir rocks can affect wireline well-log responses, and reduce permeability (both by pore space occlusion, and the interactions with drilling and completion fluids). Pore-coating and poreoccluding clay minerals can produce pore systems with high percentages of microporosity and large surface areas. These factors contribute to low permeabilities and high irreducible water saturations (MORGAN—GORDON, 1970; PITTMAN, 1979). The effects of sensitive minerals on electric logs has been well documented (WAXMAN—SMITS, 1968; CLAVIER et al., 1977). The combination of these factors can cause a productive zone to appear water-wet on a resistivity log. Decreased confidence should be placed in electric-log measurements over intervals containing abundant zeolites and clay minerals in the basin.

Reservoir permeability can be impaired through adverse reactions of clay minerals with fluid systems in several ways: (1) Fresh water fluid systems react with smectite and mixed-layer clays, causing them to swell and reduce pore spaces; (2) chlorite and other iron-rich clay minerals react with acids used in completion and stimulation procedures; (3) loosely attached clay particles (principally illite and kaolinite) can be mobilized, especially under high flow conditions, and migrate through the pore system, blocking pore throats; (4) zeolite formation from the hydration of plagioclase decreases pore volume, and increases pH and temperature, which may drive additional diagenetic reactions (SURDAM—BOLES, 1979). Petrographic evidence from basin sandstones suggests that all of these potential problems are present in the East Slovakian Basin.

Conclusions

1. Sandstones from the Neogene East Slovakian Basin are immature lithic and feldspathic arenites, with a geographically distinct north to south distribution, probably related to the selective diagenetic preservation of feldspars in older, marine deposits over later, non-marine strata.

2. Sandstone porosity is generally low, usually secondary, and controlled by local factors.

Total Basin

Porosity

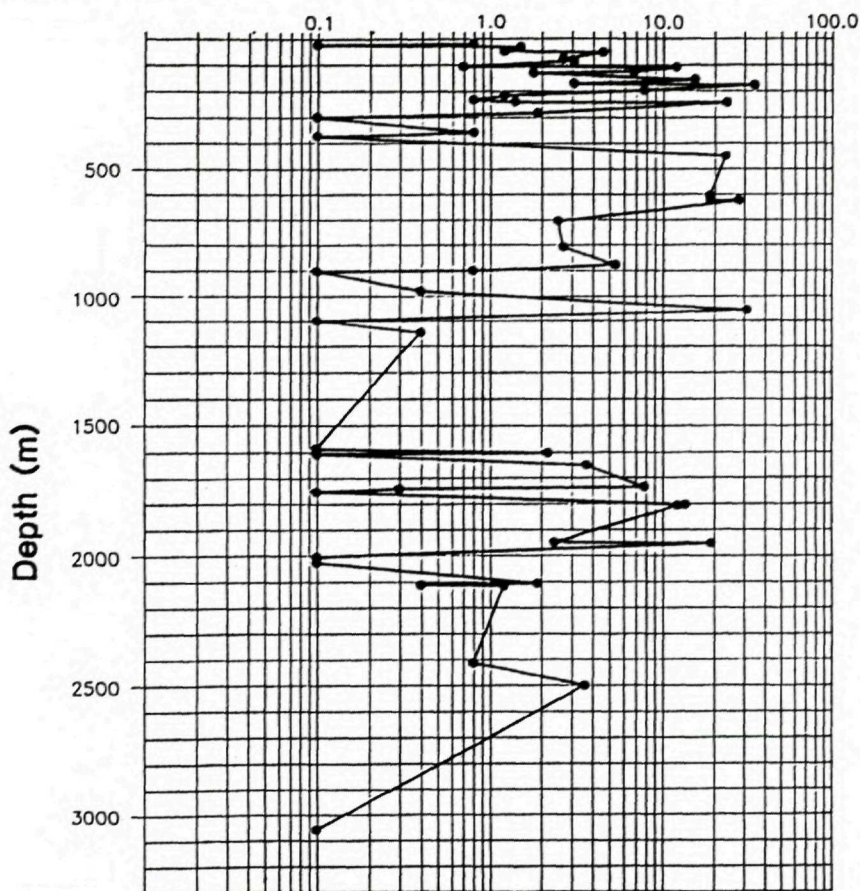


Fig. 4 Plot of porosity vs. depth for total sample set of East Slovakian Basin sandstones for this study

Acknowledgements

3. Authigenetic/diagenetic clay minerals and zeolites occur in the basin sandstone and tuffs. They are usually associated with the presence of volcanic lithic fragments or feldspar in sandstones.

4. Successful hydrocarbon exploration and exploitation strategies must include the recognition and prediction of local secondary porosity and authigenetic/diagenetic zeolites and clay minerals.

The authors are grateful to Maxus Energy Corporation, who provided financial support for portions of this study, and for their permission to publish the results. Core samples were supplied by Nafta Gbely in Michalovce, and we especially thank Director Rudinec for his gracious assistance. Dr. D. Vass and Director T. Koráb of GÚDŠ, and many others of the GÚDŠ staff, Bratislava, provided invaluable assistance, and warm hospitality. We appreciate the use of the facilities of the Electron Microscopy center of the University of South Carolina.

References

- CLAVIER, C.—COATES, G.—DUMANOIR, J., 1977: The Theoretical and Experimental Bases for the "Dual Water" Model for the Interpretation of Shaly Sands. 52nd Annual Fall Technical Conf., SPE Paper SPE 6859, 18 p.
- CVERČKO, J. et al., 1983: Záverečná správa vyhládavacieho prieskumu na živice, východoslovenský neogén. Internal MND-Michalovce Report, Supplied through SGÚ, Bratislava.
- FRANČO, J.—RUDINEC, R.—ŠIMÁNEK, V., 1989: Hydrocarbon Generation Zone in the East Slovakian Neogene Basin: Model and Geochemical Evidence. Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 40, 3, 355—384.
- GIPSON, Jr. M. et al., 1991: Petrology and Petrography of Neogene Sandstone Reservoirs of the East Slovakian Basin, Czechoslovakia (abs.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 75, 581 p.
- IJIMA, A., 1988: Diagenetic transformations of minerals as exemplified by Zeolites and silica minerals — A Japanese View: in: Chilingarian, G. V., and Wolf, K. H., eds., Diagenesis, II, Developments in Sedimentology 43: Elsevier Amsterdam, 147—212.
- KEITH, J. F., Jr.—VASS, D.—STEPHENS, L. H.—ELEČKO, M.—KANES, W. H.—KRÁL, M.—REED, J. K., 1989: Sedimentary Basins of Slovakia, Part I: The Eastern Slovakian Basin, v. 1, 213 p. Earth Sci. Res. Inst. Univ. South Carolina, ESRI Techn. Rep., 89-0018.
- MORGAN, J. T.—GORDON, D. T., 1970: Influence of pore geometry on water-oil relative permeability: J. Petrol. Technol. October (Dallas), 1199—1208.
- MUMPTON, F. A.—ORMSBY, W. C., 1976: Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy. Clays and Clay Miner. (New York), 24, 1, 1—23.
- PITTMAN, E. D., 1979: Porosity, Diagenesis, and Productive Capability of Sandstone Reservoirs, in: Scholle, P. A.—Schluger, P. R., eds., Aspects of Diagenesis: Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ. (Tulsa), 26, 159—174.
- REED, J. K.—GIPSON, M., Jr., 1991: Neogene Sandstone Reservoirs of the East Slovakian Basin: Zeolites and Clay Minerals from the alteration of volcanics (abs.): Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 75, 659 p.
- RUDINEC, R., 1978: Paleogeographical, lithofacial, and tectonogenetic development of the Neogene in Eastern Slovakia and its relationship to volcanism and deep tectonics. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 29, 2, 225—240.
- ŠAMAJOVÁ, E., 1979: Zeolites in Acid Volcanoclastics of the Kremnické pohorie Mts. Eighth Conf. on Clay Mineralogy and Petrology (Teplice), 267—275.
- SURDAM, RONALD C.—BOLES, JAMES, R. 1979: Diagenesis of volcanic sandstones, in: Scholle, P. A. and Schluger, P. R., eds., Aspects of Diagenesis: Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ. (Tulsa), 26, 227—242.
- VASS, D.—REPČOK, I.—BALOGH, K.—HALMAI, J., 1985: Revised Radiometric Time Scale for the Central Paratethys Neogene. VIII. Congress at the RCMNS, Budapest, Sept. 1985.
- WAXMAN, M. H.—SMITS, L. J. M., 1968: Electrical Conductivities in oil-bearing shaly sands. SPE Journ. (June), 6, 107—122.
- WILSON, M. D.—PITTMAN, E. D., 1977: Authigenic Clays in Sandstones: Recognition and Influence on Reservoir Properties and Paleoenvironmental Analysis: J. sed. Petrology (Tulsa), 47, 3—31.

JOHN K. REED—MACK GIPSON, Jr.—DOUGLAS G. NEESE

Petrografia pieskovcov východoslovenskej panvy

Resumé

V rámci spolupráce medzi GÚDŠ a E.S.R.I., University of South Carolina (Columbia S. C. USA), sa realizoval petrografický výskum pieskovcov z neogénnej výplne východoslovenskej neogénnej panvy. Vzorky pochádzali z jadier vrtovej hĺbených pri vyhládavaní živíc v panve (obr. 1).

Úspešná stratégia vyhládavania uhľovodíkov v panve musí vychádzať z poznatkov o petrografickom zložení, porozite a distribúcii ílových minerálov, resp. musí tieto vlastnosti pieskovcov ako potencionálnych kolektorov fluid vedieť predpovedať. Študované pieskovce sú nezrelé litické a arkózové arenity.

V ich priestorovej distribúcii je istá zákonitosť; petrografický charakter pieskovcov sa mení od severu na juh, juhovýchod. Je to pravdepodobne následok selektívneho diagenetického zachovania živcov v starších morských sedimentoch v porovnaní s mladšími kontinentálnymi sedimentmi (obr. 2, 3).

Pieskovce majú nízku, prevažne druhotnú pórovitosť (v priemere 6%), kontrolovanú lokálnymi činiteľmi. Klesá s hĺbkou a vekom pieskovcov (obr. 4).

V pieskovcoch, ale aj v tufoch sú prítomné autigenetické/diagenetické ílové minerály a zeolity. V pieskovcoch sú spravidla v asociácii s vulkanickými litoklastmi, alebo živcami. Miestami ílové minerály sú autigénne, póry zaplňajúce produkty. Vulkanické

sklo, plagioklasy v tufoch i vo vulkanoklastoch pieskovcov sú premenené na erionit, klinoptilolit, mordeinit, analcín, laumontit (?), kaolinit, illit, hojný smektit, ílový minerál so zmiešanou štruktúrou. Podobné zloženie majú ílové minerály zaplňajúce póry a pukliny pieskovcov. V pieskovcoch je prítomný aj phillipsit, offrenit a zriedkavo heulandit (tab. I, II).

Uvedené minerály môžu ovplyvňovať, redukovať priepustnosť pieskovcov buď zaplňaním pórov, alebo napučívaním pri reakcii s výplachom či intenzifikačnými roztokmi. Ovplyvňujú tiež elektrokarotáž do tej miery, že jej výsledky v úsekoch bohatých na zeolity sú nespoľahlivé a klamlivé!

Vysvetlivky k obrázkom

Obr. 1 Situačná mapa s lokalizáciou vzorkovaných vrto

Obr. 2 Petrografický trojuholníkový klasifikačný diagram (kremeň — živce — úlomky hornín) pieskovcov z celej panvy

Obr. 3 Detto ako obr. 2, osobitne pre pieskovce severnej a južnej časti panvy

Obr. 4 Chlorit obaľujúci zrná v pieskovci spolu s glaukonitom a dorastajúcim kremeňom
Chlorit je zriedkavejší ako illit a kaolinit

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—II

Tab. I

Obr. 1 Analcim v hrabovskom tufe (vzorka z vrtu, hĺbka 2000 m)

Časť tufu premenená na klinoptilolit, možné diagenetické premeny jedného minerálu na druhý, výskyt analcimu naznačuje nasledujúcu premenu na albit

Obr. 2 Fotografia illitu/smektitu z elektrónového riadkovacieho mikroskopu.

Rozoznateľná je vrstevnatá štruktúra včelieho plástu v obale zrn a vo výplni pórov

Tab. II

Obr. 1 Autigénno/diagenetický kaolinit vzniknutý premenou plagioklasu

Na fotografii z elektrónového riadkovacieho mikroskopu sú rozoznateľné zvyšky plagioklasu, typicky dobre vykryštalizovaný kaolinit a neskorodiagenetický karbonátový tmel

Obr. 2 Chlorit obaľujúci zrná v pieskovci spolu s glaukonitom a dorastajúcim kremeňom
Chlorit je zriedkavejší ako illit a kaolinit

Explanations of Plates I—II

Plate I

Fig. 1 Analcime in Hrabovec tuff core sample at 2000 meters

Same tuff as clinoptilolite, possible diagenetic change from one to other, appearance of analcime may indicate further breakdown to albite

Fig. 2 SEM photo of illite/smectite

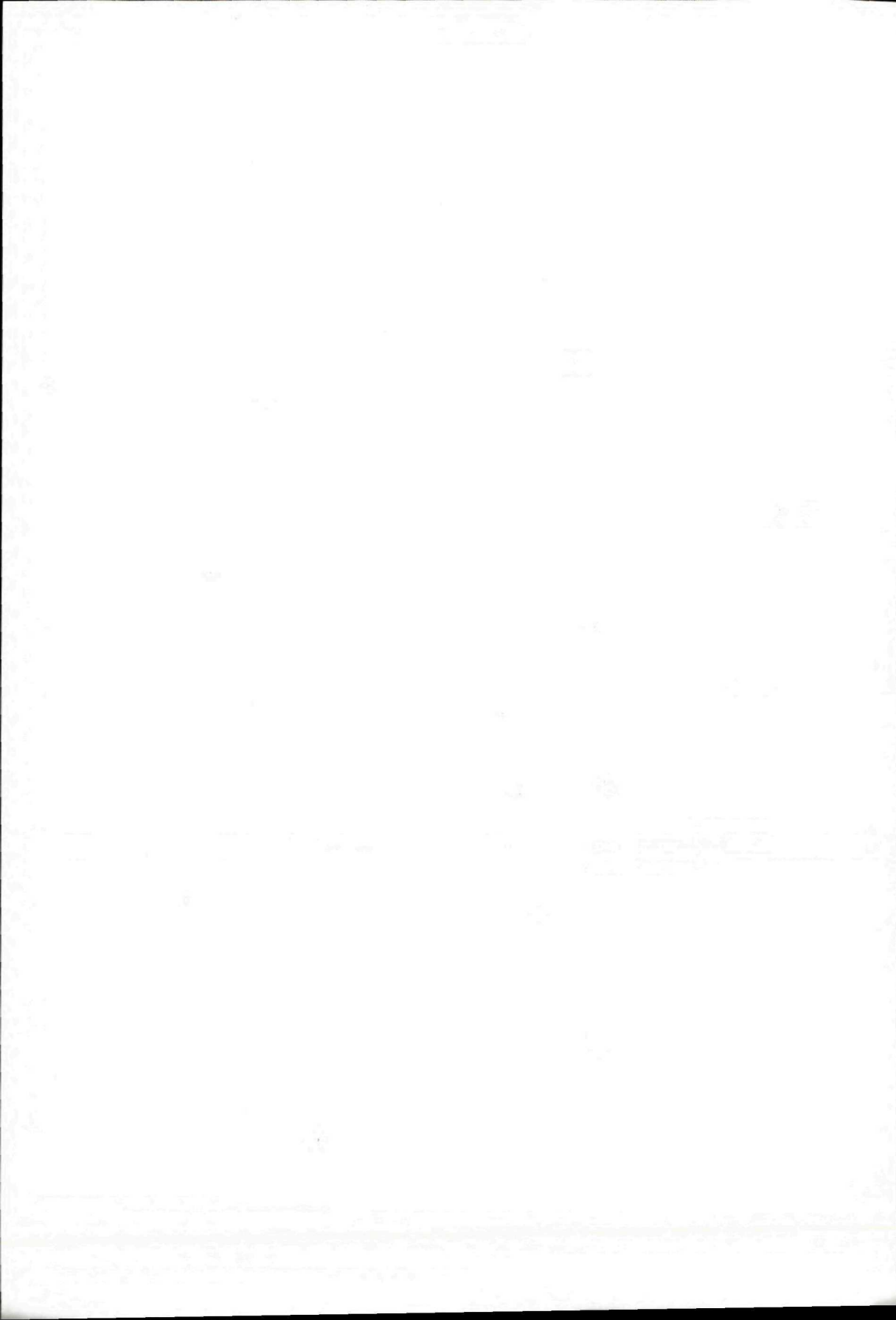
Note sheets and honeycomb pattern in grain coating and pore occlusion

Plate II

Fig. 1 SEM photo of Authigenetic/diagenetic kaolinite altered from plagioclase in secondary porosity/dissolution situation

Note remnant plagioclase at three o'clock in SEM shot, typically well-crystallized books of clay, and late carbonate cement at one o'clock

Fig. 2 Chlorite found as grain coating in sandstone, associated with glauconite and quartz overgrowths
Chlorite is less common than illite and kaolinite



EVA ŽÁKOVÁ

Mineralogicko-geochemická charakteristika pôd a zvetralín tatridnej časti Nízkych Tatier

7 obr., 3 tab., angl. resumé

Abstract. Mineral and element distributions in soils and weathered products developed on the Tatric crystalline unit in the Nízke Tatry Mts. correspond to acid humid conditions. The soils are of illite-chlorite character. Major as well as trace elements largely accumulate in the clay fraction of humus horizons.

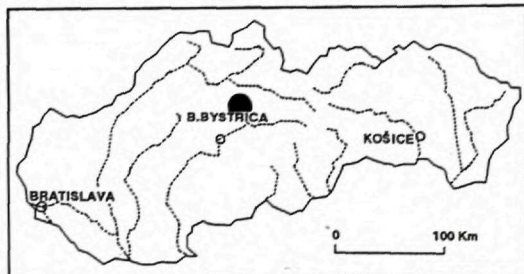
Úvod

V príspevku sú uvedené výsledky mineralogického a geochemického výskumu pôd a zvetralín (ŽÁKOVÁ — GUBAČ, 1983; ŽÁKOVÁ — VRANA, 1985), ktorý nadväzoval na litogeochemický výskum kryštalinika tatridnej časti Nízkych Tatier (GBELSKÝ — GUBAČ et al., 1985). Cieľom úlohy bolo zhodnotiť zmeny chemického zloženia v pôdach a v produktoch zvetrávania, ktoré sa tvorili na rôznych horninových typoch v kyslých humidných podmienkach, zväčša v spojení s podzolizačnými procesmi.

Výskum bol zameraný na poznanie minerálneho zloženia v systéme hornina—zvetralina—pôda v týchto podmienkach a na poznanie trendu migrácie prvkov v systéme.

Metodika

Vzorky na mineralogické a geochemické štúdium boli odobrané z kopaných sond a zo zárezov zväznic. Pri ich odbere bol urobený popis jednotlivých genetických horizontov, hĺbky odberu vzoriek a stručný popis charakteru prostredia.



Na základe týchto charakteristík a podmienok pôdotvorného procesu bol určený genetický pôdny typ.

Z odobraných zvetralín a pôd boli separované frakcie do 0,1 mm (hrubá frakcia) a do 0,002 mm (íllová frakcia). Mineralogicky bola analyzovaná íllová frakcia v rtg. laboratóriu Geologického prieskumu Spišská Nová Ves. Röntgenfrakčné analýzy sa robili z orientovaných preparátov prírodných vzoriek, vzoriek solvatovaných etylénglykolom, žihanych pri 550 °C a po pôsobení 6N HCl, na prístroji Mikrometa 2 za podmienok: žiarenie $\text{Cu}_{K\alpha}$, Ni filter, rýchlosť otáčania 2°/1', 30 kV, 10 mA.

Chemicky boli analyzované zvetraliny a separované frakcie zvetralín a pôd v chemickom laboratóriu Spišská Nová Ves a Turčianske Teplice. Chemické analýzy čerstvých hornín sú prevzaté z práce GBELSKÝ—GUBAČ et al. (1985). Na základe porovnania chemického zloženia hlavných prvkov vo zvetraných horninách a v separovaných frakciách sú zоста-

vené diagramy prínosu a odnosu (podľa GARRELS — MACKENZIE, 1970).

Zmeny, ktorým horniny podľahli v procese zvetrávania, boli sledované aj na výbrusovom materiáli.

Materiál

Súčasťou tejto úlohy bolo spracovanie pôdnej mapy študovaného územia, a to pri využití pôdoznaleckých podkladov o lesných (Príručka pre prieskum lesných pôd, ÚHÚL, Zvolen 1975) a poľnohospodárskych pôdach (HRAŠKO et al., 1991), z ktorej vyplýva, že na tomto území sa vyskytujú hlavne podzoly, podzoly kambizemné a kambizeme kyslé. V asociácii s nimi vystupujú rankrové pôdy a litozeme.

Podzoly sú v nadmorských výškach nad 1300 m na vyvrelých a metamorfovaných horninách. Charakterizuje ich eluviálny horizont a podzolový B-horizont. Podzolový B-horizont sa vyznačuje difúznou, lamelárnou, alebo až súvislou akumuláciou sekundárnych oxidov železa a humusu. Tieto oxidy sú slabo vykryštalizované a môžu sa v nich viazať niektoré iné kovové prvky. Z týchto pôd boli pre tento príspevok vybrané profily:

Ďumbier — jz. od Štefánikovej chaty, 1740 m nad morom, jv. svah, sklon 15°, lúčny porast. Podzol je vyvinutý na zvetraline muskoviticko-biotitického granodioritu (profil č. 30);

Hrebeň pod Pálenicou, 1605 m nad morom, sklon 15°, porast kosodrevina. Podzol je vyvinutý na zvetraline muskoviticko-biotitickej ruly (profil č. 38).

Podzoly kambizemné (hnedé pôdy podzolované) sa vyskytujú od 900—1300 m nad morom na silikátových horninách. Na rozdiel od podzolov sa vyznačujú podzolovým B-horizontom, ale sú bez eluviálneho horizontu, alebo len s jeho náznakmi. Vrchné horizonty sú ochudobnené o železo a koloidy, ale akumulácia sekundárnych foriem železa v B-horizonte nie je taká výrazná. Z tejto skupiny pôd boli vybrané profily:

Sedlo pod Črchľou, jv. svah, 1100 m nad morom, sklon 15°, lúčny porast. Podzol kambizemný je vyvinutý na zvetraline biotiticko-muskovitického granodioritu (profil č. 40);

Vajskovská dolina — Pálenica, 1100 m nad morom, z. svah, sklon 20°, smrekový les. Podzol kambizemný je vyvinutý na muskoviticko-biotitickej ruly (profil č. 42).

Kambizeme kyslé (hnedé kyslé pôdy) sa vyskytujú vo výške okolo 900 m nad morom a vyššie na silikátových horninách. Vyznačujú sa prítomnosťou kambického B-horizontu pod ochrickým humusovým horizontom. Kambický horizont je horizontom zvetrávania a vyznačuje sa väčšou akumuláciou sekundárnych produktov zvetrávania (ilu a sesquioxidov). V kyslých podmienkach ($\text{pH} < 5$) sa uvoľňuje hliník, a preto sa často v ílovom podieli tvorí Al-vermikulit premenou slúd. Z tejto skupiny pôd boli vybrané profily:

Dúbrava—lom, 910 m nad morom, sz. svah, sklon 10°, lúčny porast. Kambizem kyslá, vyvinutá na zvetraline biotitického granodioritu (profil č. 26);

Jarabá — ústie Kumštovej doliny, 910 m nad morom, jz. svah, sklon 15°, smrekový les. Kambizem kyslá, vyvinutá na zvetraline muskoviticko-biotitickej ruly (profil č. 48).

Poznatky dokumentované len na šiestich charakteristických profiloch sú zovšeobecnením bohatého dokumentačného a analytického materiálu, preto zistenia uvádzané v tomto príspevku môžu mať širšiu platnosť pre podobné podmienky zvetrávania.

Minerálne zloženie pôd a zvetralín

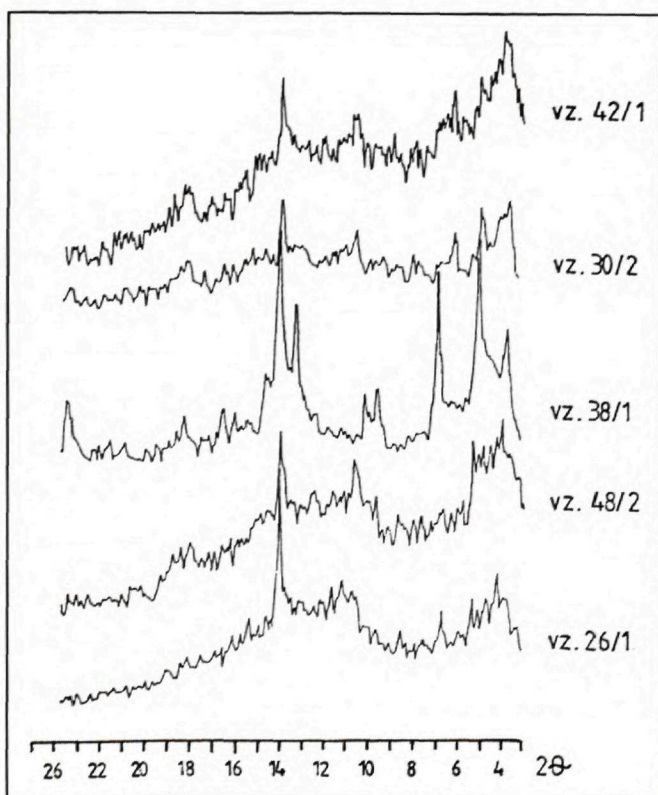
Minerálne zloženie ílovej frakcie študovaných zvetralín a pôd je do značnej miery podmienené pedogenetickými procesmi, ktoré prebiehali v podmienkach s prirodzene nízkymi hodnotami pH pôd (podzolizácia). V takýchto podmienkach po odnose bázičných kationov sa dostáva do pohybu hliník spolu s organickými komplexmi (acidokomplexolýza), alebo sa pohybuje ako jednoduchý kation (acidolýza). Stáva sa súčasťou sorpčného komplexu novovznikajúcich ílových minerálov, alebo vznikajú voľné sekundárne formy Al (PEDRO — SIEFFERMANN, 1979). V týchto podmienkach väčšinou dochádza k tvorbe ílových minerálov premenou a len v menšej miere novotvorením (MILLOT, 1964). To znamená, že sludnaté minerály

sa menia na Al-chlority, illity a Al-vermikulity. Novotvorených minerálov je pomerne málo. Na niektorých miestach, najmä so zväčšovaním hĺbky pôd a vývojom B-horizontu, vznikajú aj Al-smektity. V súvislosti s podobnosťou minerálneho zloženia vyvrelých a metamorfovaných hornín nie sú v asociácii ílových minerálov podstatnejšie rozdiely medzi jednotlivými pôdnymi typmi na rôznych horninách. Malé odlišnosti sú spôsobené lokálnymi rozdielmi vo zvetrávaní a väčším zastúpením určitej skupiny minerálov v hornine. Ako vyplýva z tab. 1 a obr. 1, najčastejšou asociáciou minerálov v ílovej frakcii je illit-chlorit s rozdielnym zastúpením zmiešanovrstevnatých minerálov. Nepodstatné je zastúpenie vermikulitu, v prímеси sa vyskytuje

kaolinit a smektity. Takmer pravidelne sa vyskytujúcimi klastogénnymi zložkami sú kremeň a živce. Tieto výsledky sú zhodné s niektorými poznatkami o podobných pôdach doteraz uvádzanými v našej literatúre (ŠÁLY, 1970, 1986; ČURLÍK, 1977).

Napriek vysokému podielu sekundárnych foriem železa v ílovom podiele röntgendifrakčné záznamy neposkytujú možnosti ich presnejšej identifikácie. Predpokladáme, že väčšinou ide o horšie vykryštalizované druhy. Zároveň treba poznamenať, že použité röntgendifrakčné metódy ($\text{CuK}\alpha$ žiarenie, Ni filter) nie sú vhodné na ich štúdium.

Výsledky získané zo štúdia ílového podielu pôd a zvetralín rtg. metódami podporujú aj



Obr. 1 Röntgendifrakčné analýzy ílového podielu pôd vyvinutých na horninách tatrdnej zóny Nizkych Tatier
 Vzorka 26/1 — asociácia minerálov: chlorit, illit, vermikulit, kremeň, živce; vzorka 30/2 — asociácia minerálov: illit, chlorit, smektit, kremeň, živce; vzorka 38/1 — asociácia minerálov: chlorit, illit, vermikulit, kaolinit, kremeň, živce; vzorka 42/1 — asociácia minerálov: chlorit, illit, zmiešanovrstevnatý minerál, kremeň, živce; vzorka 48/2 — asociácia minerálov: chlorit, vermikulit, illit, kaolinit, kremeň

Tab. 1 Minerálne zloženie ílových frakcií zvetralín a pôd

Vzorka	Chlorit	Illit	Zmiešanovrstevnatý minerál	Vermikulit	Kaolinit	Smektit	Kremeň	Živec
26/1	++	+		+			+	+
26/2	++						+	+
30/1	++	++		+	+		+	+
30/2	+	++		+		+	+	+
38/1		++	++	+			+	
38/2		++	++				+	+
38/4		++	++	+			+	+
40/1	++		++		+		+	+
40/2	++	+	++				+	+
42/1	++	++	+				+	+
42/2	++	++					+	+
48/1	++		++	+			+	
48/2	++	++		+	+		+	

mikroskopické pozorovania zvetraných hornín. Okrem postupného zväčšovania mikrotrhlín v mineráloch pozorovať odnos látok, napríklad pri biotite odnos železa, oxidáciu a exfoliáciu. Postupne sa menia až v sekundárny íl, pričom najmä premenou biotitu zostávajú v ňom drobné ihličky sagenitu.

Chemické zloženie pôd a zvetralín

Výsledky štúdia chemického zloženia vybraných profilov pôd a zvetralín sú uvedené v tab. 2 a 3.

Štúdium hlavných prvkov ukazuje, že všeobecný trend výnosu látok sa zachováva. Najpohyblivejšie sú bázické kationy (vápnik, horčík, sodík a draslík). Nie všetky sú však z profilov pôd a zvetralín vynášané rovnako. Horčík a draslík sa zachytávajú v sekundárnych produktoch zvetrávania (chlorit, illit) so zjavnou tendenciou maximálneho hromadenia v horizontoch s najväčším podielom ílovej frakcie.

Spomínaná tendencia určitého obohatenia o hliník v ílovej frakcii potvrdzuje, že značná časť hliníka je zabudovaná do štruktúry ílových minerálov. Napriek tomu, že zatiaľ nie sú špeciálne analytické výsledky, pravdepodobná je prítomnosť voľných foriem hliníka, na čo poukazuje vysoký obsah Al_2O_3 v ílovom podiele. Ich prítomnosť je limitovaná pohyblivosťou hli-

níka v tomto prostredí, a to najmä v komplexoch s organickými celkami.

Tendencia relatívneho obohatenia íloveho podielu o titán je spojená s reziduálnym nahromadením sagenitu po zvetrávaní biotitu.

Trojmocné železo sa koncentruje v podzolových B-horizontoch, kde tvorí humuso-železité komplexy, horizonty s nodulárnymi formami železa, ale aj až pevné mikroorsteinové horizonty. Železo, podobne ako hliník, môže byť do týchto horizontov prenášané spolu s organickými komplexmi, čo je charakteristickou črtou tvorby podzolových (spodikových) B-horizontov.

Mangán vykazuje určitú tendenciu odnosu zo zvetraných hornín a zároveň dochádza k jeho miernemu hromadeniu v podzolových B-horizontoch spolu so železom.

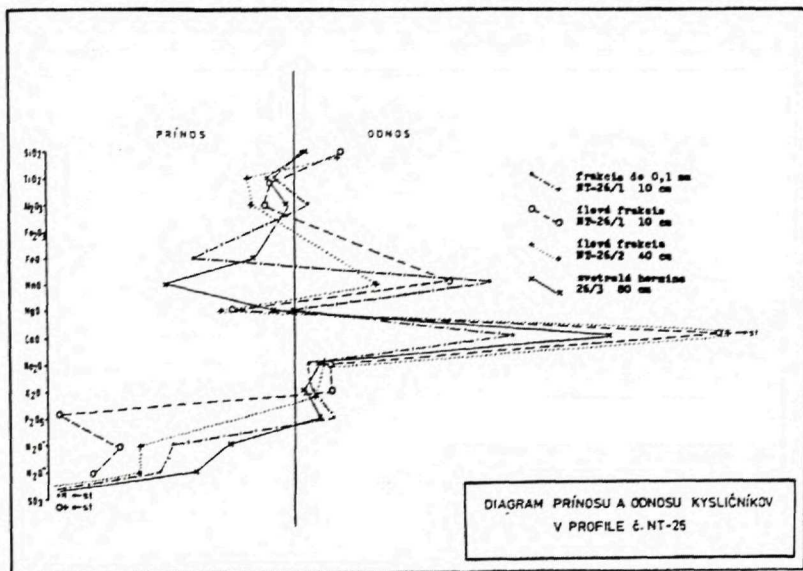
Určité znaky zvýšeného podielu sodíka v ílovej frakcii v humusových horizontoch sú spôsobené zachovaním klastických živcov v ílových frakciách pôd.

Fosfor ako významný biogénny prvok rastliny vynášajú k povrchu pôd. Čiastočne disociované ortofosfátové ióny silne reagujú najmä s voľnými formami železa a hliníka, pričom — ako uvádza BOLT (1979) — tvoria stabilné Fe- a Al-fosfáty. Množstvo P_2O_5 lokálne prevyšuje 5 hmotn. %. Z toho jednoznačne vyplýva, že podzolový B-horizont je významným akumulátorom fosforu.

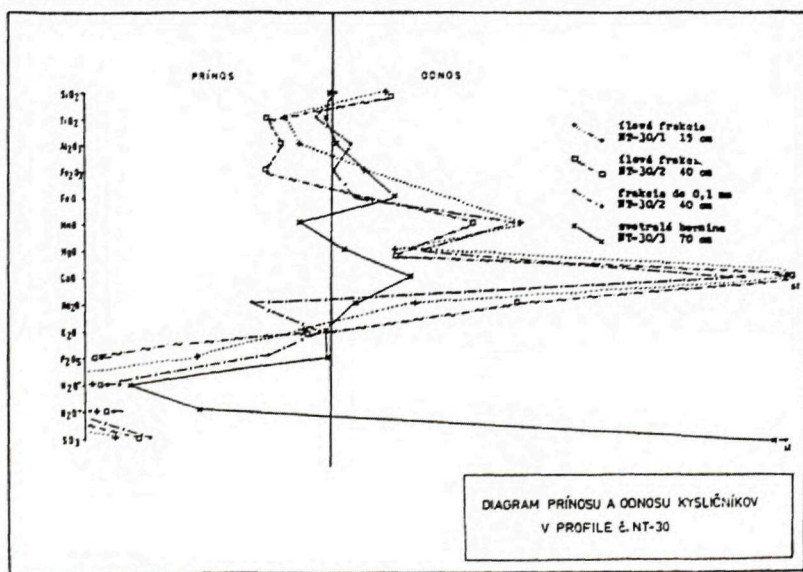
Zaujímavým javom, ktorý súvisí so zvyšova-

ním obsahu íloveho podielu, je istá korelácia so zvyšovaním obsahu síranovej síry. Síra je síce dôležitým biogénnym prvkom, avšak tendencia jej výrazného obohatenia v ílovej frakcii v množstvách do 1 % je podľa našich výsledkov technogénneho pôvodu — je súčasťou suchého a mokrého spadu na pôdy. Síranové ióny sú tiež významnou zložkou acidifikačných vplyvov na pôdy.

Uvedené zvláštnosti vývoja zvetralín a pôd sa odrážajú v odnose, resp. prínose jednotlivých prvkov v rôznych genetických horizontoch a v rámci nich v jednotlivých zrnitostných frakciách. Tieto trendy dobre dokumentujú diagramy prínosu a odnosu látok (obr. 2—7), ktoré zreteľne ukazujú tendencie obohatenia o železo, hliník a fosfor v humusovom horizonte. Súčasne pomáhajú vysvetliť procesy zachy-



Obr. 2



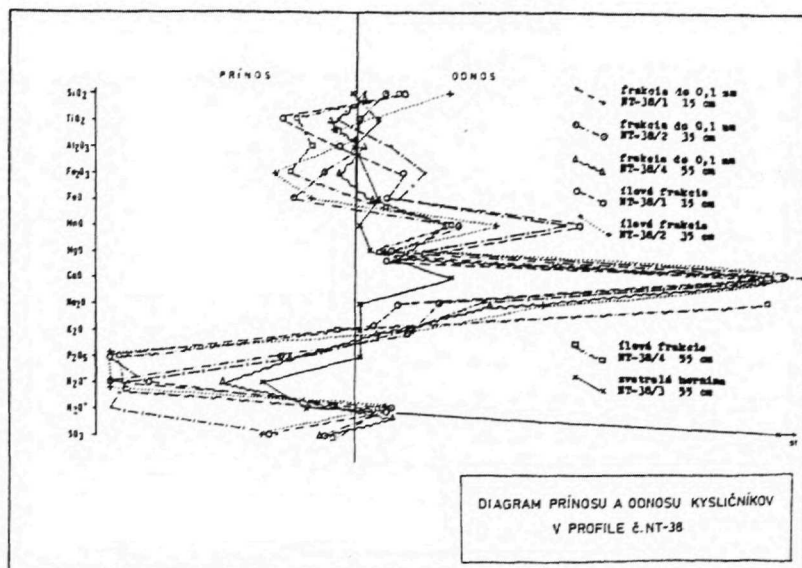
Obr. 3

távania jednotlivých stopových prvkov ich väz-
bou v ílovej frakcii a sesquioxidoch.

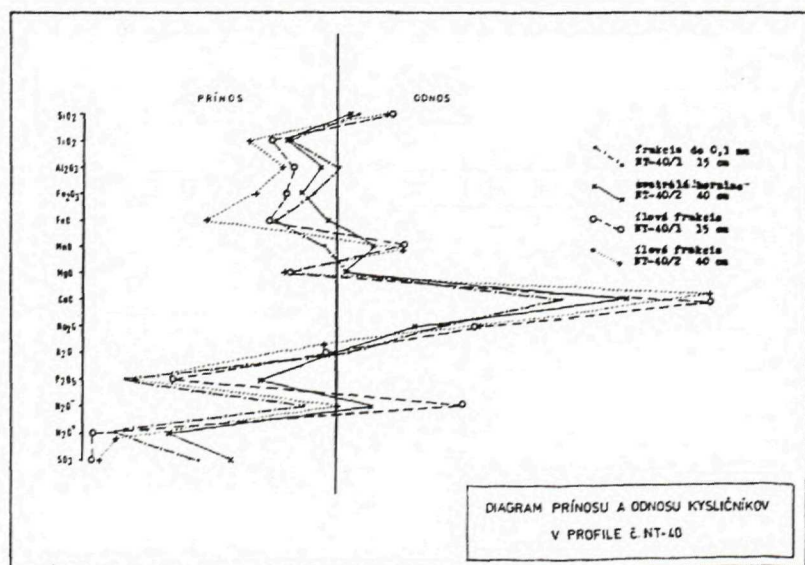
Zo sledovaných stopových prvkov sa najväč-
šou pohyblivosťou vyznačuje bárium a stron-
cium. Obidva prvky sú z profilov vynášané
s tendenciou obohacovať ílovú frakciu. Bárium
sa viaže najmä na illit. Prejavuje tiež tendenciu
väzby s mangánom. Stroncium je viazané v ílo-

vých mineráloch a v klastických vysokodis-
perzných živcoch.

Zinok a olovo vykazujú tendenciu odnosu
z horniny. Koncentrujú sa v hrubej frakcii via-
zané ešte na horninotvorné minerály, k ich vý-
raznejšiemu obohateniu dochádza v ílovej frak-
cii a v oxidoch železa. Iné správanie má meď.
Zmeny jej obsahu v profile sú nepodstatné.



Obr. 4

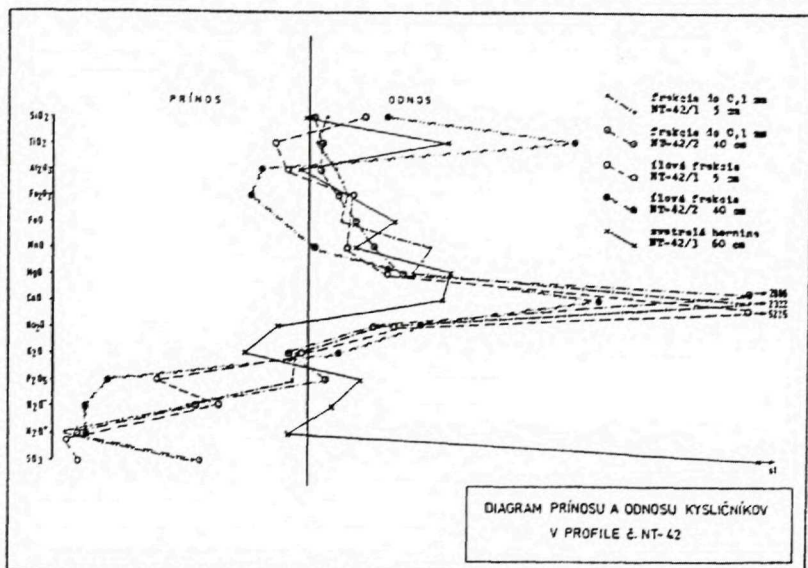


Obr. 5

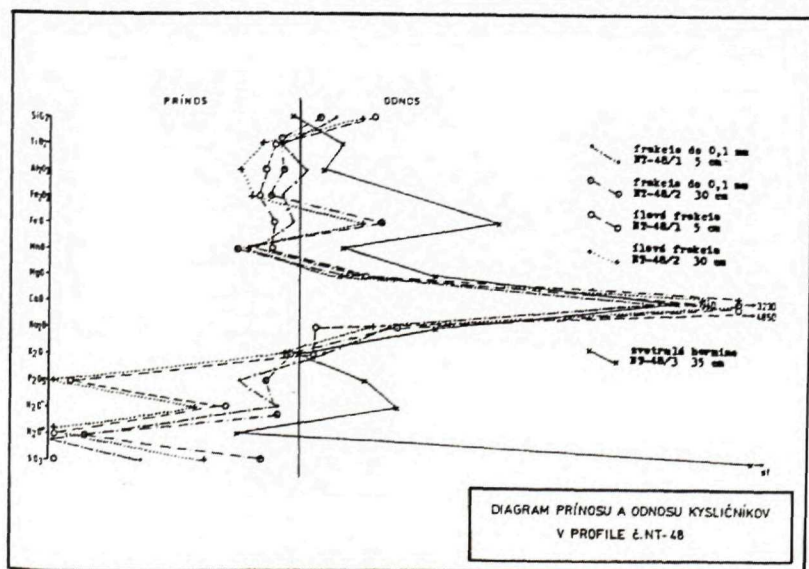
V jemnej frakcii sa viaže na ílové minerály a sesquioxidy. Tendencia mierneho obohatenia v hrubej frakcii môže poukazovať na väzbu meďi v gosonových mikrofragmentoch.

Vanád a volfrám sú z profilov vynášané. Vanád sa viaže v ílových mineráloch a oxidoch

železa. Volfrám má všeobecnú tendenciu obohacovať hrubšie klastické frakcie, čo zodpovedá jeho väzbe na živce. Chróm je pri zvetrávaní málo pohyblivý. Má nevýraznú tendenciu hromadiť sa vo zvetranej hrubej frakcii, môže však vstupovať aj do ílových minerálov.



Obr. 6



Obr. 7

Tab. 2 Chemické analýzy ílového podielu pôd a zvetralín

Číslo vzorka	Vzorka	SO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Celkom Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	SO ₃
NT 26/4	čerstvá hornina	70,31	16,36	0,44	—	0,43	0,103	0,69	0,24	1,47	4,33	0,19	0,39	2,48	st
26/3	zvetraná hornina	63,79	17,44	0,57	5,17	0,64	0,036	0,84	0,02	1,15	3,96	0,15	0,72	6,33	0,15
26/1	hrubá frakcia	64,83	14,61	0,54	4,67	1,14	0,016	0,70	0,03	1,29	3,62	0,13	1,26	9,05	0,11
26/1	ílová frakcia	45,25	21,91	0,55	7,82	—	0,023	1,24	st	1,03	2,98	1,82	2,05	17,01	0,35
26/2	ílová frakcia	46,07	24,53	0,69	9,54	—	0,047	1,40	st	1,12	3,58	1,80	1,69	10,84	0,34
NT 0980/1	čerstvá hornina	67,80	14,67	0,54	4,41	3,12	0,068	2,21	2,76	3,12	3,03	0,14	0,12	5,50	0,04
30/3	zvetraná hornina	69,37	13,79	0,56	—	1,67	0,094	1,96	1,28	2,43	3,09	0,14	0,80	1,68	st
30/2	hrubá frakcia	65,91	12,14	0,62	4,33	2,46	0,012	0,95	0,05	0,67	3,31	0,25	0,90	11,20	0,22
30/2	ílová frakcia	38,60	23,54	0,84	3,19	—	0,018	1,18	st	0,53	3,72	1,74	2,60	20,94	0,24
30/1	ílová frakcia	40,74	20,12	1,01	8,16	—	0,011	1,19	st	1,37	3,82	0,49	2,00	27,55	0,31
NT 1084/1	čerstvá hornina	68,32	14,19	0,67	4,65	3,08	0,051	1,60	1,94	2,70	3,66	0,16	0,18	1,16	0,13
38/3	zvetraná hornina	69,65	14,40	0,53	—	2,47	0,050	1,37	0,76	2,57	3,40	0,15	0,43	1,82	st
38/4	pod 0,1 mm	62,30	13,27	0,84	5,46	2,61	0,022	1,08	0,06	0,73	3,00	0,29	0,64	11,77	0,18
38/2	pod 0,1 mm	52,07	14,22	0,65	6,16	5,45	0,019	1,12	0,10	1,18	2,23	0,32	2,45	21,53	0,17
38/1	pod 0,1 mm	62,14	10,15	0,79	2,36	2,04	0,007	0,83	0,09	0,79	2,22	0,25	1,60	19,92	0,27
38/4	ílová frakcia	44,30	21,56	1,17	8,49	2,34	0,04	1,26	0,02	0,18	4,29	1,49	1,61	16,83	0,16
38/2	ílová frakcia	27,43	14,48	0,80	9,99	4,61	0,013	1,19	0,02	0,45	2,11	5,44	3,53	33,46	0,30
38/1	ílová frakcia	42,64	16,38	1,33	2,90	2,33	0,006	1,17	0,03	1,80	3,04	1,94	1,29	28,44	0,29
NT 40/4	čerstvá hornina	69,99	14,23	0,50	4,05	2,03	0,065	1,34	0,68	2,51	3,27	0,13	0,50	1,98	0,05
40/3	zvetraná hornina	61,85	15,89	0,80	5,53	2,17	0,046	1,24	0,06	1,15	3,28	0,21	0,40	9,64	0,13
40/2	pod 0,1 mm	57,73	14,02	0,77	5,05	3,62	0,072	1,12	0,08	0,93	2,94	0,37	0,75	16,37	0,18
40/2	ílová frakcia	42,64	23,45	1,13	8,50	7,00	0,034	2,16	0,05	0,64	3,80	0,86	0,56	16,06	0,46
40/1	ílová frakcia	41,70	21,41	0,91	6,47	3,65	0,034	2,10	0,05	0,67	3,52	0,61	1,70	21,46	0,61
NT 1185/1	čerstvá hornina	69,70	13,54	0,63	4,58	2,99	0,063	2,41	2,09	2,50	2,17	0,20	0,35	1,09	0,06
42/3	zvetraná hornina	71,64	14,93	0,22	—	1,30	0,041	0,62	0,58	3,27	4,01	0,12	0,28	1,33	st
42/2	pod 0,1 mm	68,31	12,23	0,57	3,47	1,88	0,022	0,93	0,07	1,37	2,61	0,17	1,02	9,83	0,17

Číslo vzorka	Vzorka	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Celkom Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	SO ₃
42/1	pod 0,1 mm	59,95	10,55	0,58	3,22	2,19	0,020	0,91	0,09	1,30	2,41	0,23	1,11	20,50	0,18
42/1	ílová frakcia	41,22	16,63	0,85	5,12	—	0,026	1,13	0,04	1,12	2,36	0,84	0,80	30,09	0,84
NT															
1375/1	čerstvá hornina	71,28	13,42	0,66	4,70	3,37	0,054	1,79	0,97	1,68	3,07	0,13	0,80	1,23	0,05
48/3	zvetraná hornina	71,85	11,10	0,45	—	0,51	0,037	0,51	0,05	0,50	3,17	0,07	0,32	2,17	st
48/2	pod 0,1 mm	61,42	16,20	0,81	6,24	1,50	0,098	1,13	0,03	0,68	3,35	0,18	0,98	9,69	0,07
48/1	pod 0,1 mm	52,22	13,10	0,81	5,70	3,63	0,083	1,01	0,05	0,73	2,50	0,23	0,99	22,92	0,22
48/2	ílová frakcia	41,78	24,10	0,96	11,74	1,88	0,089	1,26	0,03	0,57	3,50	1,58	2,17	14,17	0,12
48/1	ílová frakcia	36,81	18,82	0,84	6,90	4,38	0,063	0,99	0,02	0,27	2,74	1,08	1,60	29,98	0,92

Záver

Pôdy a zvetraliny tatrídnej časti Nízkych Tatier majú illitovo-chloritový charakter s rozdielnym a kolísavým zastúpením zmiešanovrstevnatých minerálov, vermikulitu, kaolinitu a smektitov (beydelitickej povahy). V dôsledku podobnosti minerálneho zloženia materských hornín (granitoidov, rúl a migmatitov) a pedogenetických procesov neboli v jednotlivých pôdnych typoch zaznamenané veľké rozdiely v asociácii ílových minerálov.

Trendy výnosu hlavných prvkov v pôdach vo vzťahu k materským horninám vcelku zodpovedajú známym predstavám. Vo zvetralinách, na týchto eróziou zmladených povrchoch, sa často nachádza veľké množstvo zvetraného detritu, preto nie sú rozdiely v ich chemickom zložení vždy výrazné. Rozdiely vystupujú najmä pri porovnaní separovaných, zvlášť ílových frakcií s materskou horninou. Vysoký podiel hliníka v ílovej frakcii v nadväznosti na jej minerálne zloženie poukazuje na intenzívnu migráciu hliníka v týchto podmienkach (kyslé prostredie-acidokomplexolyza). Hliník vstupuje do sorpčného komplexu ílov, ale pravdepodobne tvorí tiež sekundárne voľné formy. Horčík a draslík napriek svojej pohyblivosti v danom prostredí sa tiež akumulujú v ílovej frakcii, a to horčík v pôdach s vyšším obsahom chloritu a draslík v pôdach s väčším obsahom illitu. Významný odnos z profilu vykazujú vápnik a sodík, len čiastočne horčík a draslík pri nižšom obsahu chloritu, resp. illitu.

V sekundárnych sesquioxidoch popri niektorých stopových prvkoch sa výrazne koncentruje aj dôležitý biogénny prvok fosfor (Al- a Fe-fosfáty), čím sa však výrazne znižuje jeho prístupnosť pre rastliny.

Systematicky zvýšený obsah síry v profile a zvlášť v humusovom horizonte vo všetkých skúmaných pôdach pripisujeme technogénemu ovplyvneniu (atmosférický spad SO_x).

Významnými akumulátormi stopových prvkov vo vzťahu k ochudobnenej zvetraline sú najmä na železo bohaté podzolové horizonty, v ktorých sa na slabo vykryštalizované oxidy železa viaže celý rad iných stopových prvkov (olovo, zinok, chróm). Stopové prvky majú v týchto kyslých podmienkach tendenciu mig-

Tab. 3 Chemické analýzy stopových prvkov ílového podielu pôd a zvetralín

Geol. č. vzorky	Vzorka	Cu	Pb	Zn	W	V	Sr	Ba	Ga	Cr	Ni	Ag	Cd
NT	čerstvá hornina	7	16	58	10	75	210	310	20	50	17	—	< 1
26/3	zvetraná hornina	1	st	9	10	50	50	240	< 10	20	6	0,1	—
26/2	do 0,1 mm	24	25	68	< 3	18	28	204	4	48	—	1,0	0,05
26/1	do 0,1 mm	31	60	110	< 3	13	33	139	5	37	—	1,0	0,2
26/2	ílová frakcia	7	17	55	< 3	21	76	187	3	17	—	0,5	< 0,05
26/1	ílová frakcia	6	37	25	< 3	16	152	235	4	17	—	0,5	< 0,05
NT	čerstvá hornina	7	16	58	10	75	210	310	20	50	17	—	< 1
30/3	zvetraná hornina	3	17	76	< 3	80	190	470	< 10	45	22	0,1	—
30/2	do 0,1 mm	8	30	65	< 3	41	101	242	4	49	—	0,5	0,5
30/2	ílová frakcia	37	45	105	< 3	< 10	10	140	9	38	—	0,7	0,25
30/1	ílová frakcia	60	55	68	< 3	< 10	8	79	6	35	—	0,5	0,27
NT	čerstvá hornina	19	13	63	< 5	65	240	680	10	35	13	—	< 1
38/3	zvetraná hornina	15	23	81	st	70	130	760	< 10	40	17	< 0,1	—
38/4	zvetraná hornina	44	53	73	< 3	17	11	156	9	28	—	0,7	0,10
38/2	do 0,1 mm	57	80	90	< 3	52	15	124	4	28	< 10	1,5	0,27
38/1	do 0,1 mm	35	65	60	< 3	26	9	153	9	33	—	1,0	0,55
38/4	ílová frakcia	8	55	63	< 3	26	44	237	3	42	—	0,6	0,12
38/2	ílová frakcia	10	45	35	< 3	21	88	183	3	15	—	1,5	0,3
38/1	ílová frakcia	8	42	53	< 3	34	76	257	3	32	—	0,2	0,07
NT	čerstvá hornina	10	40	164	st	65	160	630	< 10	30	16	0,2	—
40/3	zvetraná hornina	43	93	183	< 3	35	14	182	5	45	—	1,2	0,18
40/2	do 0,1 mm	39	90	260	< 3	24	16	198	5	41	—	1,2	0,42
40/2	ílová frakcia	13	57	115	< 3	33	97	125	< 3	9	16	0,8	0,57
40/1	ílová frakcia	16	87	180	< 3	< 10	< 10	268	< 3	< 10	—	1,0	0,72
NT	čerstvá hornina	3	15	60	< 5	70	320	500	20	35	19	—	< 1
42/3	zvetraná hornina	2	13	23	35	30	170	560	< 10	20	10	0,1	—
42/1	do 0,1 mm	53	110	95	17	29	22	147	7	26	—	1,0	0,27
42/2	ílová frakcia	8	33	43	8	12	38	240	< 3	50	—	1,0	0,17
42/1	ílová frakcia	10	65	46	8	13	101	230	3	22	—	1,0	0,25
NT	čerstvá hornina	8	12	59	< 5	65	210	540	25	50	27	—	< 1
48/3	zvetraná hornina	14	st	21	st	105	20	440	< 10	55	16	0,2	—
48/2	do 0,1 mm	78	38	170	5	46	22	312	9	67	29	1,5	0,25
48/1	do 0,1 mm	78	105	95	5	23	43	244	13	65	—	1,5	0,35
48/2	ílová frakcia	47	32	103	7	66	103	332	3	56	17	0,8	0,25
48/1	ílová frakcia	27	85	80	8	41	55	278	3	52	16	1,2	0,20

rovať a čiastočne sa viažu na ílové minerály a sesquioxidy. Celkový obsah niektorých stopových prvkov v profile zvetrávania závisí aj od podielu zvetrateľného silikátového detritu v profile (bárium, stroncium v živcoch). V hrubej frakcii zvetralín a pôd dochádza k akumulácii medi a kadmia.

Literatúra

- BOLT, B. J., 1979: Soil chemistry. 1. ed. Amsterdam, Elsevier, 497 p.
- ČURLÍK, J., 1977: Pedograficko-mineralogické a mikroskopické štúdium pôd Slovenska. Manuskript — archív PFUK, Bratislava, 305 s.
- GARRELS, R. M.—MACKENZIE F. T., 1970: Evolution of sedimentary rocks. New York, W. W. Norton and Co., 270 p.
- GBELSKÝ, J.—GUBAČ, J. et al., 1985: Geochemický výskum granitoidov a metamorfítov tatridnej časti

- Nizkých Tatier. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HRAŠKO, J. et al., 1991: Morfogenetický klasifikačný systém pôd ČSFR. Bratislava, VÚPU, 106 s.
- MILLOT, G., 1964: Geologija glin. Leningrad, Nedra, 355 s.
- PEDRO, G.—SIEFFERMAN, G., 1979: Weathering of Rocks and formation of Soils. Rev. of Research on modern problems in geochemistry. Genève, UNESCO, 315 p.
- ŠÁLY, R.—MIHÁLIK, A., 1970: Ílové nerasty v lesných pôdach na Slovensku. Bratislava, Veda, 111 s.
- ŠÁLY, R., 1986: Svahoviny a pôdy Západných Karpát. Bratislava, Veda, 189 s.
- ŽÁKOVÁ, E.—GUBAČ, J., 1983: Geochemický výskum zvetralín na listoch Jasenie a Magurka. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 38 s.
- ŽÁKOVÁ, E.—VRANA, K., 1985: Geochemický výskum typových profilov kôry zvetrávania a pokryvných útvarov. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 62 s.

EVA ŽÁKOVÁ

Mineralogic-geochemical characteristics of soils and weathered products in the Tatric tract of the Nizke Tatry Mts.

Summary

Mineralogic-geochemical research of soils and weathered products on the Tatric crystalline unit in the Nizke Tatry Mts. was aimed at mineral and element distributions in the rock — weathered product — soil system on different rock types under acidic humid conditions.

The samples were collected from vertical sections composed of those kinds of soils and weathered materials which are most widespread in the investigated territory, i. e. podzols, cambiearth podzols and cambiearths. Grainsize fractions below 0.1 mm and below 0.002 mm were separated from the samples and analysed. The results of these chemical analyses were compared with those of fresh rocks. Mineral composition of the clay fraction was determined by X-ray analysis. Studied samples included natural and ethylene-glycol solvated ones as well as those ignited at 550 °C and etched by 6N HCl.

The investigated territory is covered by soils of illite-chlorite character with variable contents of mixed-layered clay minerals, vermiculite, kaolinite and

smectite. Minor differences in clay-mineral assemblages in the individual soil types result from the fairly uniform mineral composition of their parent rocks (granitoids, gneisses, migmatites) and from similar pedogenic processes.

In soils formed under acidic conditions (acidolysis), intensive migration of some elements took place. Aluminium mostly enters the structure of authigenic clay minerals, but free forms of aluminium are present as well. The clay fraction of the soils contains a high percentage of ferric iron in poorly crystallized form or in humus-ferric complexes. Iron may be accompanied by a significant biogenic element — phosphorus which can also form stable Fe and Al phosphates. Basic cations — calcium, sodium, magnesium and potassium — are most mobile of all elements. The first two of them are intensively removed whereas magnesium and potassium are trapped in secondary weathered products. Sulphur is an important biogenic element but its conspicuously increased contents in the weathered products, particularly in the clay fraction, resulted from human technical activity — atmospheric disintegration of SO_x.

Metallic elements largely accumulate in iron-rich horizons (Pb, Zn, partly also V and Cr). They are bound to poorly crystallized Fe oxides and authigenic clay minerals (also Zn, Pb, Cu, V, Cr). Unweathered

detritus is sometimes responsible for increased contents of some trace elements (Ba, Sr in feldspars, Ti, Cd, Cr in biotite).

FRANTIŠEK CAŇO—PETER STRAKA—PAVEL ŽENIŠ

Neogénna hydrotermálna mineralizácia vo vrte B-1 pri kúpeľoch Byšta (južná časť Východoslovenskej nížiny)

2 fototab. (III—IV), angl. resumé

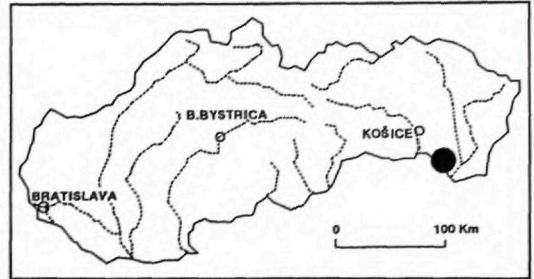
Abstract. Drillhole BB-1 situated near the spa Byšta (district Trebišov) intersected low-temperature epigenetic mineralization at a depth of 75.4 m. This mineralization was investigated by electron-optical, X-ray-diffraction and qualitative spectral techniques. It is genetically associated with final stages of Neogene volcanism in the Slanské vrchy Mts. on the periphery of the Veľký Milič Massif.

Úvod

Mapovací vrt BB-1 realizovaný v roku 1985 (autor projektu VOZÁR) zastihol v intervale 6 až 78 m neogén — vranovské súvrstvie — (VASS et al., 1985) a v jeho podloží kryštalínikum zemplinika (v intervale 78—642 m konečnej hĺbky vrtu). Výsledky a ich interpretácia je obsahom čiastkovej záverečnej správy (VOZÁR et al., 1986). Petrológiu hornín kryštalínikum zemplinika i na základe vrtu BB-1 spracovala VOZÁROVÁ (1989, 1991). V hĺbke 74—76 m, v polohe kavernóznych silicítov, ktoré sú v bazálnom člene neogénneho — vranovského súvrstvia, bola zistená nízkohydrotermálna mineralizácia.

Metodika práce

Keďže kvantitatívne zastúpenie študovaných minerálov bolo nepatrné, zvolili sme na ich identifikáciu štúdium morfológie a fázového zloženia pomocou riadkovacieho elektrónové-



ho mikroskopu (metódou SEI¹ a BEI²) s následnou semikvantitatívnou mikroanalýzou na energiovo-disperznom spektrometri (EDS) EDAX-PV-9100. Identifikácia minerálov bola v niektorých prípadoch ešte doplnená rtg. difrakčnou a kvalitatívnou spektrálnou analýzou. Metódou SEI a BEI je na priložených mikrografoch (tab. III, IV) dokumentovaná celá minerálna asociácia.

Charakteristika minerálov

Lokálny nález epigenetickej mineralizácie sa prejavoval makroskopickým výskytom ihličkovitých zhlukov minerálov v drobných kavernách kremítych klastík v hĺbke 75,4 m. Základ-

¹SEI — Secondary Electron Image

²BEI — Backscattered Electron Image

RNDr. F. CAŇO, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

RNDr. P. STRAKA, Ministerstvo životného prostredia SR, Hlboká 2, 81235 Bratislava

RNDr. P. ŽENIŠ, Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina 7, 84215 Bratislava

nú horninová hmotu tvoria takmer výlučne klastické zrná kremeňa (mikr. BEI č. 3855 a 3856), ktoré smerom do dutín dorastali účinkom hydrotermálnych roztokov — kremeň I (mikr. SEI č. 3640 a BEI č. 3861).

Kremeň II — vlastnej hydrotermálnej fázy zrudnenia — vystiela povrch dutín a často bez sprevádzania ostatnými minerálmi v podobe jemných žiliek aj steny puklín.

Kryštály sú do 1 mm veľké, jednoduché, zakončené romboédrami {1011} a {0111}, prizmy sú nezreteľne vyvinuté alebo úplne chýbajú. V niektorých častiach možno pozorovať tzv. mozaikový rast (mikr. SEI č. 4357 a 3708). Pri tomto raste sa kryštál člení na oddelené „bloky“, ktoré môžu byť pevne alebo slabšie spojené. Na ich vznik vplýva tvorba dislokácií, pórov, uzavrenín a vynechanie niektorých pozícií v kryštálovej mriežke, čo v konečnom dôsledku vedie k narušeniu pravidelného rastu plôch a hrán kryštálov. Všetky tieto faktory zmien a porúch homogenity indikujú nepokojné prostredie a pulzačný ráz hydrotermálnej činnosti (GRIGORIEV et al., 1975).

Antimonit tvorí ihličkovité až vláskovité kryštály s dĺžkou max. 1 cm a hrúbkou 30 μm , s dominantným vývojom prizmatických plôch, pri hrubších kryštáloch často s vertikálnym ryhovaním (mikr. SEI č. 3121 a 3130). Vystupujú buď izolovane, alebo sú častejšie zoskupené do spleťných agregátov, resp. zhlukov na stenách dutín. Identifikovaný bol opticky v odrazenom svetle, rtg. difrakčnou práškovou analýzou a na základe semikvantitatívneho chemického zloženia stanoveného energiovo-disperznou mikroanalýzou (EDS). Obsahy stopových prvkov boli zisťované kvalitatívnou spektrálnou analýzou (tab. 1). Zvýšený obsah Si, Fe, As, Al a ďalších prvkov možno pripísať heterogénnym prímesiam (kremeň, pyrit-melnikovit, kaolinit atď.).

Pyrit-melnikovit — je kryptokryštalická varieta pyritu s obsahom až do 8 % As (UYTENBOGAARDT et al., 1971). Na lokalite tvorí „konkrecionálne“ sférické a na priečnom lome radiálne lúčovité agregáty, narastené na stenách dutín, a často obrastá aj ihličky antimonitu (mikr. SEI č. 3639, 3650, 3649, 3130). Ich veľkosť je variabilná — na ihličkách antimonitu 20 μm a na stenách dutín vystlaných kremeňom až 100 μm . Identifikovaný bol v odrazenom svetle, pričom sa pozorovala typická slabá anizotropia (v dôsledku obsahu As). Potvrdený bol rtg. difrakčnou analýzou. Difrakčný záznam mal vysoké pozadie s nízkymi maximami, čo poukazuje na nízky stupeň kryštalinity. Súbor medzirovinných vzdialeností d_{hkl} však zodpovedá pyritu. Semikvantitatívna mikroanalýza (EDS) dokázala zonálnu stavbu pyrit-melnikovitu v miestach dokumentovaných na mikrografe BEI č. 3863 s variabilným obsahom As (2,85—7,53 at. %) (tab. 2).

Tab. 2 Chemické zloženie pyrit-melnikovitu (v hmot. %)

Mikr. č. 3863	S	Fe	As
bod č. 1	48,80	43,67	7,53
č. 2	49,22	45,37	5,41
č. 3	48,61	44,43	6,96
č. 4	51,22	45,93	2,85
č. 5	49,37	43,38	7,25
č. 6	51,22	45,05	3,73

Kaolinit tvorí jemné pseudohehexagonálne tabuľky do 10 μm , zoskupené do vejárovitých až knihovitých agregátov a nepravidelných zhlukov na starších mineráloch (kremeň, antimonit, pyrit-melnikovit). Identifikovaný bol na základe morfológie (mikr. SEI č. 3646) (WELTON, 1984) a semikvantitatívneho chemického zloženia stanoveného mikroanalýzou EDS (mikr. BEI č. 3846).

Tab. 1 Spektrálna analýza antimonitu

100—10 %	10—1 %	1—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01—0,001 %	pod 0,001 %
Sb, Si	Fe	As, Al Mg, Ca	—	Pb, Cu, Ag, Ti, Ni, Ba, Sr, Cr, Mn	Tl, Pi, Mo, Sn, Li, Na, Co, Rb, K

Sadrovec vystupuje vo forme stĺpčekovitých, častejšie až tabuľkovitých kryštálov, najmä s tvarmi {010}, {110} a {111}. Zoskupené sú do nepravidelných zhlukov, drúz až ružicovitých agregátov (mikr. SEI č. 4343). Na mikrografe SEI č. 4349 vidieť aj typickú „vláknitú“ štiepaťnosť podľa {111}. Ojedinele bol zistený na stenách dutín bez sukcesného vzťahu ku kaolinitu, ale je zjavne mladší ako všetky ostatné minerály. Predpokladáme, že má podobne ako kaolinit hydrotermálny pôvod.

Záver

Na výskyt uvedenej mineralizácie upozornila prítomnosť makroskopicky viditeľných ihličkovitých kryštálov antimonitu vystupujúcich vo forme zhlukov v kavernách kremitých klastiek v hĺbke 74,2–76,2 m. Podrobným štúdiom sa dokázalo, že antimonit v nepatrnej miere spre-

vádzajú ďalšie minerály v sukcesnom vzťahu: kremeň I — kremeň II — antimonit — pyrit-melnikovit — kaolinit a sadrovec. Vzhľadom na ich nepatrné zastúpenie, ako aj mikrorozmery bola na identifikáciu použitá metodika založená na elektrón-optickom princípe (REM, EDS), doplnená rtg. difrakčnou práškovou analýzou v kombinácii s ďalšími bežnými metódami.

Získané výsledky poukazujú na pulzačný charakter epitermálnej Sb-mineralizácie, spätnej pravdepodobne so záverečnými štádiami neogénnej vulkanickej činnosti Slanských vrchov v okrajovej pozícii masívu Veľkého Miliča. Prínos vidíme hlavne v obohatení doterajších poznatkov o metalogenéze tejto oblasti komplexne spracovanej v publikácii BURIANA et al. (1985). Na späťnosť s hydrotermálnou aktivitou poukazuje aj prítomnosť termálneho prameňa, zisteného uvedeným vrtom v hĺbke 75 až 77 m.

Literatúra

- BURIAN, J. — SLAVKAY, M. — ŠTOHL, J., 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. Miner. slov., monografia, Bratislava.
 GRIGORIEV, D. P. et al., 1975: Ontogenija mineralov. Moskva, Nauka.
 UYTENBOGAARDT, W. et al., 1971: Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam—London—New York.
 VASS, D. et al., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 111—126.

- VOZÁR, J. et al., 1986: Vyhodnotenie vrtu BB-1 (Byšta, 650 m). Čiastková správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
 VOZÁROVÁ, A., 1989: Petrology of crystalline rocks of Zemplinicum (West Carpathians). Geol. Soc. Greece, Spec. Publ. of IGCP 276, Newsletter, (Athens), 1, 97—104.
 VOZÁROVÁ, A., 1991: Petrológia hornín kryštalínika zemplanika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 14, 7—59.
 WELTON, J. E., 1984: SEM Petrology Atlas. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa).

FRANTIŠEK CAŇO—PETER STRAKA—PAVEL ŽENIŠ

Neogene hydrothermal mineralization in drillhole B-1 near the spa of Byšta (southern part of the Eastern Slovakian Lowland)

Summary

The submitted article assesses low-temperature hydrothermal Sb mineralization in drillhole BB-1 near the spa of Byšta (district Trebišov). The mineralization was intersected in redeposited siliceous volcanoclastics in the lower part of the marine Neogene at

a depth of 75.4 m. Electron-optical studies revealed the following succession of minerals: quartz — stibnite — melnikovite — koalinite — gypsum. Studies described in the article suggest that the mineralization is associated with final stages of Neogene volcanism in the Slanské vrchy Mts. on the periphery of the Veľký Milič Massif. The pulsative low-temperature

hydrothermal character of the mineralization is proved by mosaic-structured quartz as well as by zonal pattern of melnikovite and succession of the identified minerals. Hydrothermal activity is also suggested by the presence of hot groundwaters flowing into the drillhole at a depth of 75—77 m.

Explanations to Plates III—IV

Plate III

Micrograph BEI No. 3855

Groundmass composed of clastic quartz grains, magn. 65 × .

Micrograph BEI No. 3856

Close-up view of a clastic quartz grain, magn. 300 × .

Micrograph SEI No. 3640

Morphology of quartz I grains in groundmass, magn. 2000 × .

Micrograph BEI No. 3861

Successive crystallization of quartz I from hydrothermal solutions, magn. 200 × .

Micrograph SEI No. 4357

Mosaic pattern of quartz II, magn. 700 × .

Micrograph SEI No. 3708

Close up of separated blocks of mosaic quartz II, magn. 10 000 × .

Micrograph SEI No. 3121

Needle-like stibnite aggregate in vug in the parent rock, magn. 30 × .

Micrograph SEI No. 3130

Close-up view of needle-like stibnite dominated by prismatic planes and enveloped by spherical pyrite-melnikovite bodies, magn. 500 × .

Plate IV

Micrograph SEI No. 3646

Pseudo-hexagonal kaolinite plates, magn. 5000 × .

Micrograph BEI No. 3846

Kaolinite composition with a close up of analysed plates, magn. 400 × .

Micrograph SEI No. 3639

Spherical "concretionary" pyrite-melnikovite aggregate with close up view of its surface, magn. 400 × .

Micrograph SEI No. 3650

Close up of a transverse fracture across radial pyrite-melnikovite aggregate, magn. 3300 × .

Micrograph SEI No. 3649

Spherical pyrite-melnikovite fringing quartz-lined vugs, magn. 43 × .

Micrograph BEI No. 3863

Composition of pyrite-melnikovite with variable As contents and with marked points of EDS analyses, magn. 500 × .

Micrograph SEI No. 4343

Druse of gypsum aggregate, magn. 1300 × .

Micrograph SEI No. 4349

Columnar to tabular gypsum crystals with a typical "fibrous" cleavage, magn. 2500 × .

OTO MIKO—SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKIJ

Nízkestupňová premena metasedimentov veporického kryštalinika juhozápadne od Brezna

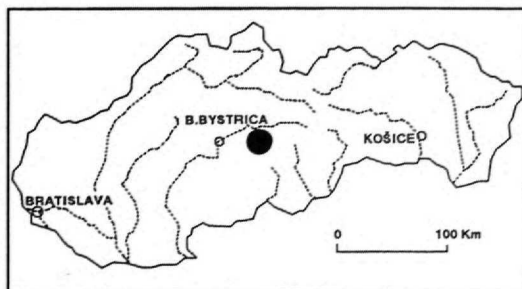
2 obr., angl. resumé

Abstract. Some metasediments of the so-called "Krakľová" Formation (KORIKOVSKIY—MIKO, 1992) in the Northern Veporic crystalline unit previously regarded as diaphthorites after rocks subjected to higher-grade metamorphism are in fact low-temperature metamorphic rocks. Variscan metamorphism reached maximum temperatures 340—350 °C at pressures 3.4—4 kbar. The article also contains further evidence to suggest low-grade progressive metamorphism. The newly-defined "Krakľová" Formation is compared with the similar Jánov Grúň Formation in the Nízke Tatry Mts.

Úvod

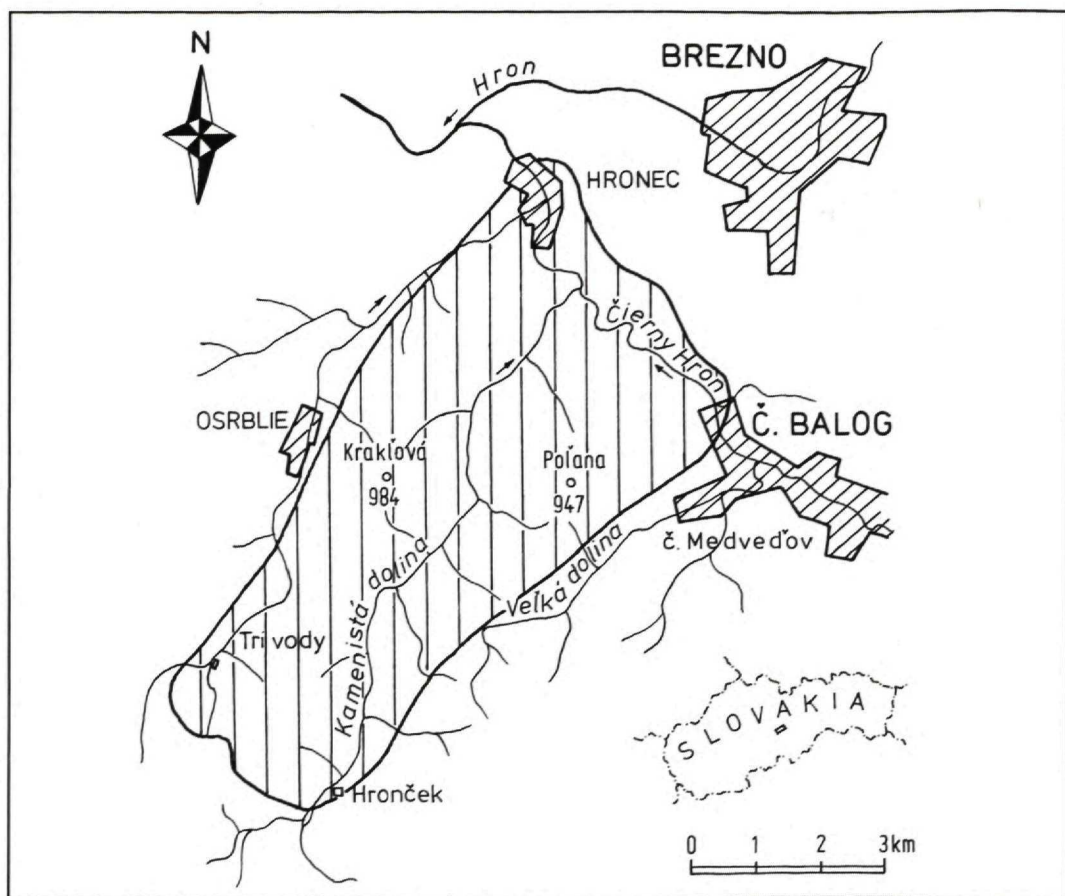
V severnej časti Veporských vrchov, jz. od Brezna sa nachádza časť tzv. krakľovského kryštalinika (v zmysle definície KUBÍNYHO, 1958), patriaceho k základným štruktúrno-tektonickým jednotkám veporika. Vytvára pásmo dlhé asi 12 km a široké 4—5 km, ktoré sa tiahne od údolia Čierneho Hrona juhozápadným smerom a stráca sa pod neovulkanickým komplexom Poľany (obr. 1). Do uvedenej severoveporickej tektonickej jednotky sa zaraďovali aj horniny podobného litologického zloženia a stupňa premeny, vystupujúce východne od Brezna, južne od rieky Hron, ako aj horniny formácie Jánovho grúňa, známe z Nízkych Tatier.

Pri hromadení poznatkov o geologickej stavbe krakľovského kryštalinika rôzni autori vyslovovali viaceré, často veľmi kontroverzné ná-



zory na jeho litologické zloženie, vek a metamorfózu. Časť hornín v severozápadnom veporiku bola považovaná za alpinske diafiority typu fylonitov (ZOUBEK 1930), príp. za alpinske aj variské diafiority (KAMENICKÝ in: MAHEL et al., 1967; KAMENICKÝ, 1977 a i.), vzniknuté po predkambrických vyššiestupňových metamorfitech, najmä pararulách a migmatitoch. Horniny na liste Brezno-4 v tomto zmysle, t. j. ako diafioritické fylonity, ešte pred nedávnym definoval HRAŠKO et al. (1987), podobne ich uvádzajú aj HÓK—HRAŠKO (1990) a KUBÍNY (1992). Na druhej strane KLINEC (1966) sa už vyjadril v tom zmysle, že považovať celé krakľovské pásmo za diafiority je neopodstatnené. Vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1:25 000, list Brezno-2 (KLINEC et al. 1986), boli metasedimenty vystupujúce v údolí Čierneho Hrona a spodnej časti Kamenistej doliny označené ako staropaleozoické fylity.

RNDr. O. MIKO, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Prof. S. P. KORIKOVSKIJ, DrSc., Ústav geológie rudných ložísk, petrografie, mineralógie a geochemie, Ruská akadémia vied, Staromonetnyj pereulok 35, 109 017, Rusko



Obr. 1 Situačná schéma výskytu metasedimentov krakovskej formácie jz. od Brezna (šrafované)

Náčrt geologickej stavby územia

Na území ležiacom jz. od Brezna prevládajú horniny vulkanosedimentárnej formácie staropaleozoického veku, v ktorých PLANDEROVÁ (ústny oznam) zistila prítomnosť organických zvyškov. Progresívna variská premena týchto hornín dosiahla len nízky stupeň. Súvrstvie sme označili ako krakovskú formáciu podľa hrebeňa, vystupujúceho medzi Osrblianskou a Kamenistou dolinou, kde dominuje vrchol Krakľovej (k. 984,3 m). Do krakovskej formácie teda zaraďujeme nízkostupňovo premenené metasedimenty spolu s telesami kyslých metavulkanitov, nachádzajúce sa jz. od Brezna, na

území dosiaľ označovanom ako fylitická séria (ZOUBEK, 1928) alebo krakovské pásmo (ZOUBEK, 1931), resp. krakovská podzóna (MÁŠKA—ZOUBEK, 1961). Definícia novej litostratigrafickej jednotky veporického kryštalinika je uvedená v práci KORIKOVSKIJ—MIKO (1992).

V skúmanej oblasti sú prítomné aj horniny hronského komplexu — ruly a amfibolity, postihnuté premenami vyšších stupňov a tiež sčasti diafortitizované. Boli skôr považované za zvyšky po pôvodne vysokostupňovo premenených horninách, uchovaných medzi intenzívne diafortitizovanými horninami (KUBÍNÝ, 1958; KAMENICKÝ, 1977; HRAŠKO et al., 1987 a i.). V smernom sv. pokračovaní hrončockého tele-

sa boli nájdené aj blastomylonity porfýrických granitoidov. Vzájomný vzťah spomínaných jednotiek v rámci komplikovanej alpinsky sformovanej vrásovo-šupinovej stavby je tektonický. Podrobnejšiu charakteristiku stavby územia spolu s prehľadnou geologickou mapou uvádzajú KORIKOVSKIJ—MIKO (l.c.).

Výskyty nízkostupňových metamorfítov v severozápadnom veporiku

V súčasnosti je už dostatok údajov o výskyte nízkostupňových metamorfítov aj v ďalších priľahlých jednotkách severozápadnej časti veporika.

VOZÁROVÁ (1979) už dávnejšie časť Iubietovského kryštalinika — tzv. subpásmo diaforitov KAMENICKÉHO (1966) — definovala ako súčasť staropaleozoickej vulkanicko-sedimentárnej série, čím vyvrátila hypotézu o existencii variských diaforitov. Podobne sa uvádza aj vo vysvetlivkách ku geologickej mape — list Nemecká (VOZÁR et al., 1982).

V severovýchodnom pokračovaní krakľovského pásma, už v Nízkych Tatrách, bola opísaná staropaleozoická nízkometamorfovaná vulkanicko-sedimentárna formácia Jánovho grúňa (MIKO, 1981; SASSI—VOZÁROVÁ, 1992; MIKO—IVANIČKA, v tlači). Nové údaje o metamorfóze hornín tejto formácie sú v práci MIKA—KORIKOVSKÉHO (v tlači), resp. uvedieme ich v ďalšom texte. Ojedinelé výskyty fylitov zo severného svahu Nízkych Tatier, z oblasti ležiacej medzi Priehybou a Zadnou hoľou, spomínať tiež BAJANÍK et al. (1986).

Nízkostupňovo premenené súvrstvie s prevládajúcimi fylitmi, ležiace južne od rieky Hron, južne od Beňuša až Polomky charakterizovali BAJANÍK et al. (l.c.) a IVANIČKA et al. (1986). Tu prítomné horniny KUBÍNY (1958) pôvodne považoval za fylonity a na základe odlišného stupňa diaforézy vyčlenil niekoľko pásiem. Staropaleozoický vek hornín bol dokázaný nálezmi organických zvyškov (ČORNÁ—KAMENICKÝ, 1976; PLANDEROVÁ—MIKO 1977). Časť metasedimentov odtiaľto patrí mladšiemu paleozoiku (MIKO—PLANDEROVÁ—VOZÁROVÁ 1985). Podľa odhadu IVANIČKU—KOVÁČIKA (1989) hercýnska progresívna regionálna meta-

morfóza pôvodne ílovitých bridlíc tu nebola vyššia ako 500°C pri tlaku 4 až 5 kbarov.

V oblasti ležiacej východnejšie, za pohorelskou líniou v tzv. kráľovohofskej zóne veporického kryštalinika zistili KRIST—SIEGL (1971) fylonity; neskôr KRIST (1976, 1977) pri definovaní čiernobalockej série uvádza aj prítomnosť fylitov. Vek série označil tento autor (1980) ako staropaleozoický-mladoproterozoický (?) a v spomenej práci hovorí už iba o diaforitickom pôvode hornín. ČILLÍK et al. (1984) tu vyčlenil komplex hornín euxinickej a vulkanogénno-sedimentárnej formácie, pravdepodobne staropaleozoického (?) veku, s fylitmi. Interpretoval ho ako súčasť čiernobalockej série KRISTA (l.c.). Ďalší spoluautori správy ČILLÍKA (l.c.) spomínajú však len fylonity a grafitické bridlice. Podobne HÓK—HRAŠKO (1990) označili prítomné horniny ako diaforitické svory až fylonity a grafitické fylonity. Z toho všetkého je zrejmé, že v tejto časti severoveporidného kryštalinika je dosiaľ veľa nejasností pri odlišovaní nepochybne nízkostupňovo premenených jednotiek od diaforitizovaných, pôvodne vyššie premenených.

Nízkostupňová premena metasedimentov krakľovskej formácie

Na nízky stupeň premeny metasedimentov krakľovskej formácie, nachádzajúcej sa jz. od Brezna, jednoznačne poukazujú tieto zistenia:

1. Neboli nájdené žiadne reliktné minerály, pochádzajúce z hornín zasiahnutých premenami vyšších stupňov. Nevycludujeme však, že časť muskovitu môže byť i klastogénneho pôvodu.

2. V metasedimentoch uvedenej formácie (v rôznych varietách fylitov, v metapieskovcoch, metaaleurolitoch a metadrobách) je ešte možné pozorovať relikty primárnych sedimentárnych textúr a štruktúr (blastopsamitická, blastoaleuritová a i.). Dobre zachované pôvodné štruktúry boli pozorované aj v paleovulkanitoch súvrstvia.

3. Na zložení metasedimentov sa okrem kremeňa podieľajú najmä sericit, muskovit, chlorit, paragonit, albit, ilmenit a turmalín, zriedkavými sú fengit, karbonáty, magnetit a zgratifikované organické zvyšky. Vznik gra-

nátu bol zistený len ojedinele. Medzi horninotvornými minerálmi metasedimentov existuje rovnovážny stav. Premena hornín mala progresívny charakter, o čom svedčí zistená progresívna zonálnosť v granátoch a turmalínoch.

Chemické analýzy hornín a minerálov (mikrosonda), ako aj všetky prepočty a citácie sú uvedené v práci KORIKOVSKIJ—MIKO (1992), preto ich na tomto mieste neuvádzame.

4. Spomenutá minerálna asociácia metasedimentov je charakteristická pre nízko-teplotnú časť fácie zelených bridlic (Qtz-Ab-Ser-Chl, príp. až začiatok Qtz-Ab-Ep-Bt subfácie), t. j. chloritovú až biotitovú zónu. Metamorfná rekryštalizácia tu prebieha pri teplotách okolo 340—350 °C. Alpínska metamorfóza dosiahla iba nižšie hodnoty teplôt, max. do 300 °C (CABEL—KORIKOVSKIJ—KRIST, 1992).

O príslušnosti hornín až k biotitovej zóne svedčí vysoká hodnota podielov Na/Na + K v muskovitoch a sericitoch, napovedá o tom i obsah jednotlivých zložiek v granátoch. Biotit metamorfného pôvodu však nebol nájdený

v metasedimentoch krakľovského súvrstvia, lebo pre vysoký obsah hliníka majú relatívne vysoký podiel $Al/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + K$. Objavuje sa len v horninách s nízkym uvedeným podielom, čo je charakteristické napr. pre kyslé metavulkanity. V krakľovskej formácii sú ojedinele prítomné i takéto horniny (materiál v súčasnosti spracúvame) a novotvorený biotit sme v nich zistili (tab. 1). Výskyt produktov kyslého vulkanizmu je charakteristický najmä pre súvrstvie Jánovho grúňa v Nízkych Tatrách. Pozícia bodov analyzovaných vzoriek z tohto súvrstvia (analýzy in: MIKO—KORIKOVSKIJ, v tlačí) na fázovom diagrame potvrdzuje rovnovážny stav za podmienok biotitovej zóny (obr. 2).

5. Prepočtami pomocou tzv. fengitového barometra (MASSONNE—SCHREYER, 1987) bol stanovený tlak, pôsobiaci pri metamorfóze. Predstavoval 3,4—4 kbary, čo pri geotermickom gradiente 22 °C/km zodpovedá hĺbke ponorenia ~ 15 km.

6. K ďalším nepriamym dôkazom nízko-teplotnej premeny hornín krakľovského súvrstvia patrí aj spomínaná prítomnosť identi-

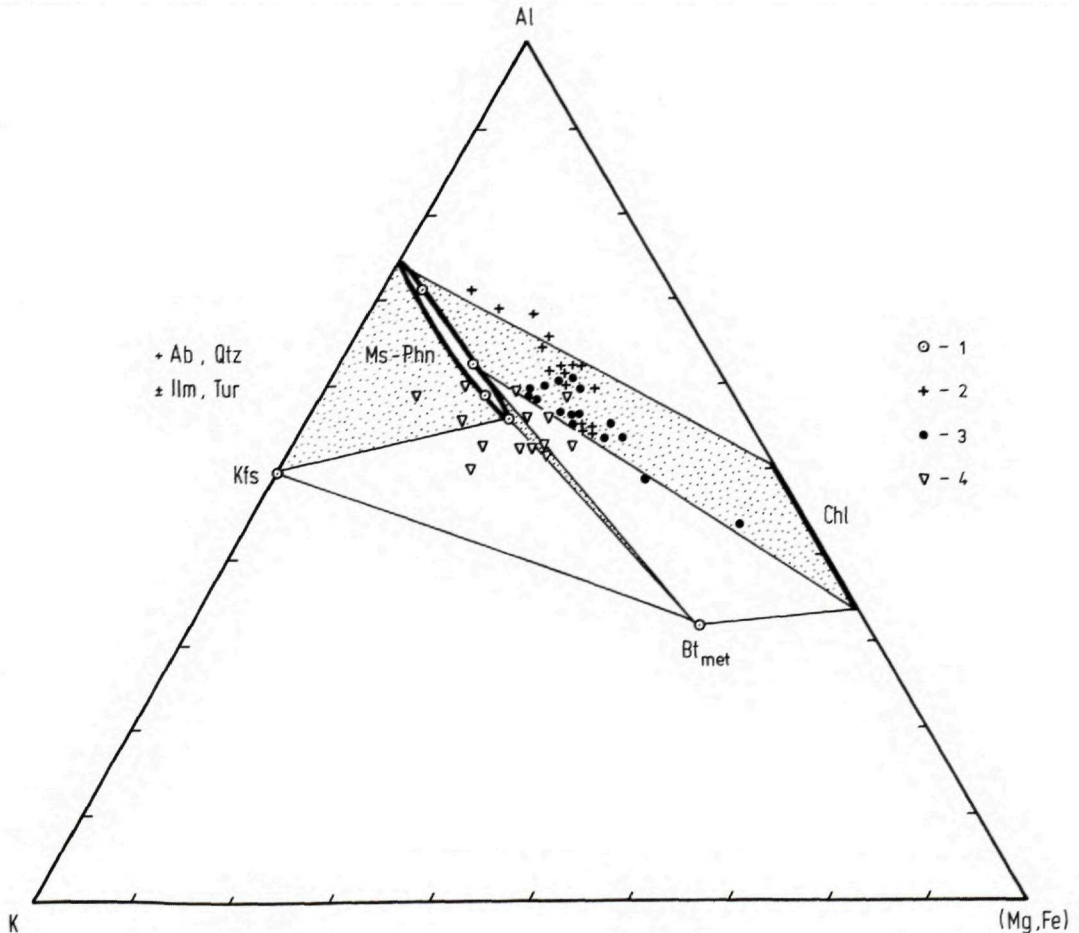
Tab. 1 Mikrosondové analýzy minerálov z metamorfné-rekryštalizačne postihnutého granitového porfýru, vystupujúceho ssv. od Osrblija

	Bt _{mag}	Bt _{met}		Kfs	Pl
SiO ₂	38,25	38,16		64,49	66,48
TiO ₂	3,14	2,10		—	—
Al ₂ O ₃	15,48	19,06		19,03	20,56
FeO	20,15	19,37		—	0,05
MnO	0,21	0,18		—	0,01
MgO	9,05	7,00		—	—
CaO	0,01	0,14		0,01	0,07
Na ₂ O	0,11	0,07		0,44	12,29
K ₂ O	9,09	8,71		15,63	0,12
Spolu	95,49	94,79		99,65	99,57
Si	3,00	3,01	Ort	95,8	0,7
Al _{IV}	1,00	0,99	Ab	4,1	99,0
Al _{VI}	0,43	0,77	An	0,1	0,3
Ti	0,18	0,12			
Fe	1,32	1,28			
Mn	0,01	0,01			
Mg	1,06	0,82			
Ca	—	0,01			
Na	0,02	0,01			
K	0,91	0,87			

fikovateľných organických zvyškov (výskyty z iných oblastí severoveporidného kryštalinika prehľadne uvádza PLANDEROVÁ, 1991), hojnosť turmalínu a tiež častý výskyt kremeno-turmalinických hornín. SPIŠIAK et al. (1992) vo fylitoch z vrtov z Kamenistej doliny zistili prítomnosť karbonátov sideritovo-ankeritového zloženia metamorfogénneho pôvodu, pochádzajúcich z primárnych karbonátov. Pri premenách vyšších stupňov by sa ani tie nemohli zachovať.

V súčasnosti je teda už dosť hodnoverných dôkazov, umožňujúcich odlíšiť progresívne nízko- a vysokotepelné premenené horniny od hornín (resp. formácií) zasiahnutých alpínskymi tektonodeformačno-rekryštalizačnými procesmi, ako aj od diafktoritov, vzniknutých počas retrográdnej etapy, prebiehajúcej po kulminácii hercýnskeho metamorfného cyklu.

V poslednom období CAMEL—KORIKOVSKIJ—KRIST (1992) vyslovili zaujímavú hypotézu o exis-



Obr. 2 Fázový diagram rovnovážnych minerálnych asociácií so zložením metasedimentov krakfvskej formácie a hornín formácie Jánovho grúňa

1 — zloženie minerálov (mikrosondové analýzy); 2 — metasedimenty krakfvskej formácie; 3—4 horniny formácie Jánovho grúňa; 3 — metasedimenty; 4 — metamorfované produkty kyslého vulkanizmu. Analýzy in: KORIKOVSKIJ—MIKO (1992); MIKO—KORIKOVSKIJ (v tlači)

tencií nízkošupňovej hercýnskej počiatočnej (embryonálnej) metamorfozy niektorých komplexov kryštalinika Západných Karpát, ktorá predchádzala objaveniu sa termálnych kupol. Podľa spomínaných autorov vyskytujú sa resty, uchránené pred výrazným účinkom fluidnotepelných potokov ukončujúcich hercýnsky metamorfný cyklus. Ako príklad uvádzajú i časť veporského kryštalinika z Nízkych Tatier. Mohli by k nim patriť i horniny krakľovskej formácie.

Dodatok — záver

Na doplnenie uvedieme tiež niektoré poznatky z výskumu súvrstvia Jánovho grúňa vo veporskej časti Nízkych Tatier, predstavujúceho sv. pokračovanie krakľovskej formácie. O tom, že tu boli rovnaké podmienky metamorfozy, svedčia podobné fakty, aké sme už spomenuli. Navyše sú tu známe aj ďalšie dôkazy nízkošupňovej premeny hornín. S pomocou tzv. grafitového geotermometra bolo stanovené, že teploty počas metamorfozy nepresiahli hodnoty 400—450 °C (ŠENGELIA—MIKO—BEZÁK, 1978).

Literatúra

- BAJANIČ, Š. et al., 1986: K niektorým aktuálnym problémom východnej časti Nízkych Tatier. Spr. geol. Výsk. (Bratislava), 21, 27—31.
- CAMBEL, B.—KORIKOVSKIJ, S. P.—KRIST, E., 1992: Termodinamika metamorfných podmienok kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Vyd. ÚVIO, 1—248.
- ČILÍK, I. et al., 1984: Záverečná správa Čierny Balog W-Au. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- ČORNÁ, O.—KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 117—132.
- HÓK, J.—HRAŠKO, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. Míner. slov. (Bratislava), 22, 1, 69—80.
- HRAŠKO, L. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—234 (Brezno-4). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANIČKA, J. et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—241 (Pohronská Polhora-1). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- IVANIČKA, J.—KOVÁČIK, M., 1989: Geologicko-litologická a petrograficko-geochemická charakteristika metamorfítov hrónského komplexu JV od Beňuša. Spr. geol. Výsk. (Bratislava), 25, 113 až 120.
- KAMENICKÝ, J., 1966: Vysvetlivky k listu Slovenská Lupča 1:50 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAMENICKÝ, J., 1977: Der geologische Bau des nord-westlichen Teiles des Vepor-Erzgebirges. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 32, 5—43.
- KAMENICKÝ, J., 1967: Predmezozoické komplexy. In: MAHEJ, M. et al., 1967: Region. Geol. ČSSR, II., Západ. Karpaty (Praha), 1, 1—496.
- KLINEC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, 7—28.
- KLINEC, A. et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—232 (Brezno-2). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KORIKOVSKIJ, S. P.—MIKO, O., 1992: Nízkošupňové metasedimenty krakľovskej formácie veporského kryštalinika (Západ. Karpaty). Míner. slov. (Bratislava), 24, 5—6, 381—391.
- KRIST, E., 1976: Occurrence of metamorphic tuffs and tuffites in the Veporide crystalline complex of the Central West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 141—147.

Horniny súvrstvia Jánovho grúňa skúmali tiež SASSI—VOZÁROVÁ (1992). Na základe stanovenia „b₀“ hodnôt muskovitov z metapelitov dokázali, že pri nízkotlakových podmienkach a teplotách 350—430 °C bol relatívne vysoký metamorfný teplotný gradient, dosahujúci až 45 °C/km.

Príbuznosť krakľovskej formácie aj formácie Jánovho grúňa z hľadiska stupňa ich premeny je zrejmá i z fázového diagramu (obr. 2), na ktorom sú znázornené priemerné body chemických analýz minerálov aj hornín krakľovskej formácie spolu s metasedimentmi a kyslými metavulkanitmi formácie Jánovho grúňa.

Uvedené dôkazy jednoznačne vyvracajú staršie názory o regionálne rozšírenej prítomnosti diafortitov — fylonitov v sz. časti veporského, tzv. krakľovského kryštalinika v oblasti jz. od Brezna. Metamorfované horniny novodefinovanej krakľovskej formácie v skutočnosti predstavujú horniny, vzniknuté pri progresívnej variskej nízkošupňovej metamorfóze pôvodne staropaleozoických sedimentov.

- KRIST, E., 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 32, 45 až 55.
- KRIST, E., 1980: Diaforéza v západnej časti veporidného kryštalinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 34, 5—30.
- KRIST, E.—SIEGL, K., 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti krakovského a kráľovohoľského kryštalinika veporid. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 21, 45—66.
- KUBÍNY, D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 12, 64—84.
- KUBÍNY, D., 1992: Geotektonika vybraných území v severnom veporiku. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 94, 69—73.
- MASSONNE, H.—SCHREYER, W., 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. — *Contr. Mineral. Petrology (Berlin—New York)*, 96, 2, 212—224.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1960. In: BUDAY, T. et al., 1960: *Tectonic Development of Czechoslovakia*. Praha, Vyd. Ústř. Úst. geol., 1—245.
- MIKO, O., 1981: Srednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja toľšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tat. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 4, 465—474.
- MIKO, O.—PLANDEROVÁ, E.—VOZÁROVÁ, A., 1985: Vymedzenie mladopaleozoických metasedimentov v kryštaliniku krakovského pásma veporid (Horehronské podolie). *Geol. Práce, Spr., (Bratislava)* 82, 77—88.
- MIKO, O.—IVANIČKA, J.: Pozícia vulkanicko-sedimentárneho komplexu Jánovho grúňa severovýchodne od Mýta pod Ďumbierom (kráľovohoľské Nízke Tatry, Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, v tlači.
- MIKO, O.—KORIKOVSKIJ, S. P.: *Metamorfóza hornin staropaleozoickej vulkanicko-sedimentárnej formácie Jánovho grúňa (veporické kryštalinikum Západných Karpát)*. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, v tlači.
- PLANDEROVÁ, E., 1991: Vplyv metamorfózy na palyonomorfy a syntéza palynostratigrafického výskumu kryštalinika Nizkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 14, 73—103.
- PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O., 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. *Miner. slov. (Bratislava)*, 9, 4, 275—292.
- SASSI, R.—VOZÁROVÁ, A., 1992: Pressure character of the variscan metamorphism in the Gemicicum and Veporicum (West Carpathians, Czecho-slovakia). *Boll. Soc. Geol. It. (Roma)*, 111, 33—39.
- SPIŠIAK, J. et al., 1992: Karbonatické fylity v Kamenistej doline; veporikum. *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 1—2, 115—120.
- ŠENGELIA, D. M.—MIKO, O.—BEZÁK, V., 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. *Miner. slov. (Bratislava)*, 10, 4, 321—328.
- VOZÁR, J. et al., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36—231 (Nemecká). Manuskrípt — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VOZÁROVÁ, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava)*, 6, 61—116.
- ZOUBEK, V., 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 4, 2—3, 152—163.
- ZOUBEK, V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 6, 4—6, 190—214.
- ZOUBEK, V., 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 7, 2, 182—191.

OTO MIKO—SERGEY PETROVICH KORIKOVSKIY

Low-temperature alterations of the Veporic crystalline metasediments southwest of Brezno

Summary

The "Kraková crystalline unit" (as defined by KUBÍNY, 1958) comprised rocks exposed SW of Brezno and also to the NE in the Nízke Tatry Mts. along with rocks located east of Brezno, south of the Hron River. They were largely considered as very intensively diaphthorized polymetamorphosed rocks formed by retrograde alteration of previously higher-grade me-

tamorphic rocks during Alpine and Variscan tectono-metamorphic processes.

We have revealed that the area concerned is dominated by Early Paleozoic (PLANDEROVÁ, pers. comm.) volcano-sedimentary rocks which underwent only low-grade progressive metamorphism. The formation was denominated the "Kraková" Formation. Aside

from the low-metamorphosed rocks, higher-metamorphosed gneisses and amphibolites also occur here. The area in question consists of several scaly units.

There is plentiful evidence suggesting low-temperature metamorphism of the Krakľová Formation. The rocks contain no minerals of higher-temperature metamorphic assemblages. On the contrary, they locally contain preserved remnants of primary sedimentary structures and textures as well as organic remains. The rocks consist of an equilibrium assemblage of metamorphic minerals some of which display progressive zoning. The Variscan metamorphism took place under the conditions of chlorite to biotite zone of the greenschist facies while the Alpine metamorphism was mild. The Variscan metamorphism reached temperatures of about 340–350 °C and pressures 3.4–4 kbar (phengite barometer) which, with geothermal gradient 22 °C/km, corresponds to a depth of some 15 km. The rock protolith was composed of clayey and clayey-sandy sediments. Rock and mineral analyses are given in KORIKOVSKIY—MIKO (1992).

Further indirect evidence to suggest low-temperature metamorphism in the formation concerned includes presence of tourmaline, quartz-tourmaline rocks as well as siderite-ankerite carbonates which formerly were sediments.

The metamorphosed sediments can be correlated with rocks of the similar Jánov grŕň Formation which provides further evidence of low-temperature metamorphism.

These facts undoubtedly invalidate earlier views on regional-scale distribution of diaphthorites in the NW Veporic crystalline unit. Metasediments of the newly-defined volcano-sedimentary Krakľová Formation are low-temperature progressively metamorphosed Early Paleozoic sediments.

Explanations to Figures

Fig. 1 Scheme showing distribution of Krakľová Formation metasediments SW of Brezno (shaded).

Fig. 2 Phase diagram of equilibrium mineral assemblages with compositions of Krakľová Formation and Jánov grŕň Formation metasediments. 1 — composition of minerals (microprobe analyses), 2 — Krakľová Formation metasediments, 3–4 Jánov grŕň Formation: 3 — metasediments, 4 — metamorphosed acid volcanics. Analyses in: KORIKOVSKIY—MIKO (1992); MIKO—KORIKOVSKIY (in press).

MILAN POLÁK—VIERA ŠIRÁŇOVÁ

Mangánová mineralizácia v liasových karbonátových sedimentoch Braniska

1 obr., angl. resumé

Abstract. In this article a new occurrence of Mn mineralization in Liassic limestones of the Branisko Mts. is described. The maximum content of MnO in the ore is 22,37%. The results and interpretations of a detailed study of organic substances, associated with the ore as well as with the last rocks are also given.

Úvod

Počas základného výskumu a prípravy geologickej mapy Braniska sme zistili a dokumentovali nový výskyt mangánovej mineralizácie v Západných Karpatoch. Analýze sme venovali náležitú pozornosť, výsledky boli spracované v záverečných správach a prezentované na konferenciách projektu IGCP-254 (POLÁK et al., 1988; POLGÁRI et al., 1989) a v zahraničnej literatúre (POLGÁRI et al., 1990, 1992). Vzhľadom na to považujeme za potrebné s výsledkami oboznámiť širšiu geologickú verejnosť.

Táto lokalita sa nachádza v záreze lesnej cesty asi 550 m južne od priesmyku Branisko, v súvrství tmavosivých celistvých, slabometa-morfovaných vápencov liasu. Liasový komplex vápencov tu vytvára antiklinálnu štruktúru. Šošovka mangánovej rudy je lokalizovaná v ssv. ramene antiklinály, ktorej os má smer VVJ — ZZS. Jadro antiklinály a jej ramená sú tvorené tmavosivými, slaboslienitými, miestami škrvritými, lavicovitými vápencami s vložkami tmavých slienitých bridlic, ktoré javia vysokú afinitu k algáuskym vrstvám, zodpoveda-



júcim strednému až vyššiemu liasu. Celý tento komplex vápencov je výrazne dynamometamorfovaný. Mikrofaciálne zodpovedajú vápence biosparitom, v menšej miere biomikritom. Organický komponent je zastúpený ihlicami húb, úlomkami krinoidov. Ojedinelé sú intraklasty. Všetky komponenty horniny sú výrazne usmernené. Klastická prímes vo forme angulárnych zrn kremeňa psamitickej zrnitosti kategórie nepresahuje 2%. Zriedkavo pozorujeme autigénne idiomorfne zrná kremeňa a pyritu.

Samotná šošovka mangánovej rudy dosahuje dĺžku 8—12 m, hrúbku 1—1,2 m. Hornina je tmavohnedej až čiernej farby s charakteristickou hnedou — hnedofialovou patinou. V nadloží aj v podloží sa nachádzajú polohy tmavohnedých až čiernych mangánových bridlic hrúbke asi 0,5—1 m.

Chemické analýzy zo samotného telesa Mn-rudy a z jeho nadložía a podložía vykazujú nasledovné hodnoty oxidov (chem. analýzy GÚDŠ Bratislava):

Tab. 1

	Mn 1	Mn 1a	Mn2	Mn 3	Mn 4	Mn 5
MnO %	13,92	22,37	17,98	2,67	0,72	0,45
SiO ₂	36,01	9,54	20,99	30,19	20,09	37,69
Fe ₂ O ₃	3,21	7,29	5,74	1,52	0,91	1,35
Al ₂ O ₃	10,09	1,26	7,17	4,96	1,89	4,20
CaO	14,05	21,63	20,94	31,66	44,04	28,23
MgO	1,45	2,12	1,58	1,28	0,99	1,65

Tab. 2

Vzorka	C _{zvyš} (% rel.)	C _{bit} (% rel.)	C _{hum} (% rel.)	Množstvo CaCO ₃ %	Koeficient bituminóz.
Mn-1 bridlica	87,7	3,6	8,5	16,6	0,005
Mn-2 ruda	86,2	9,6	4,1	33,5	0,029

Z mineralogického hľadiska je mangánová ruda tvorená z kremeňa, illitu, smektitu, kalcitu, mangánokalcitu, goethitu, rodochrozu a rancieitu (Ca, Mn) Mn₄O₉ · 3H₂O (POLGÁRI et al., 1989, 1992). Rancieit z územia Západných Karpát bol popísaný vôbec po prvýkrát.

Ako vyplynulo z ďalšieho výskumu, celá táto mineralizácia je viazaná na organickú hmotu.

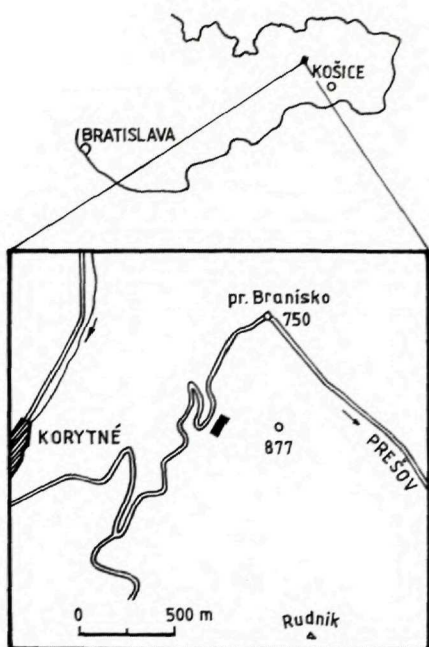
Prvý raz bola organická hmota analyzovaná v Mn-čiernych bridliciach a šošovke z Mn-rudy z Braniska (POLÁK et al., 1988). V oboch vzorkách bolo pomerne nízke množstvo organicky viazaného uhlíka: v Mn-1 to bolo 0,174 % a v Mn-2 0,274 %. Z literárnych prameňov je však známe, že iba nízky obsah mangánu býva viazaný na organickú hmotu.

Ako vidno z tabuľky, pre obe vzorky bol však charakteristický vysoký podiel C_{zvyš}, čo dosvedčuje pokročilý stupeň metamorfnej alterácie. Na základe uhlíkovej bilancie bol vypočítaný koeficient bituminóznosti (tab. 1), ktorý má však veľmi nízke hodnoty. Podľa Vasojevičovej závislosti bitúmeny v oboch vzorkách môžeme považovať za autochtónne. Vzorka Mn-2 s vyšším obsahom bitúmenov bola podrobená ďalším analýzám. Bitúmenový extrakt vo vzorke Mn-2 obsahoval 9,6 % C_{bit}, čo bolo 356,6 ppm, z toho 38 % pripadalo na oleje, 10 % na smoly a 52 % na asfaltény. Z olejovej frakcie boli nasýtené alifatické alkány (n-A)

stanovené plynovou chromatografiou. Homologický rad n-A mal distribučné maximum pri C₁₈₋₁₉, čo je charakteristické pre vzorky marmného pôvodu, a nízku hodnotu CPI indexu (1,03), čo tiež poukazuje na pokročilejšie štádium termickej degradácie organickej hmoty. To isté potvrdila aj pyrolýza Rock-Eval, ktorá nedetegovala žiadne voľné alebo pyrologicky viazané uhľovodíky.

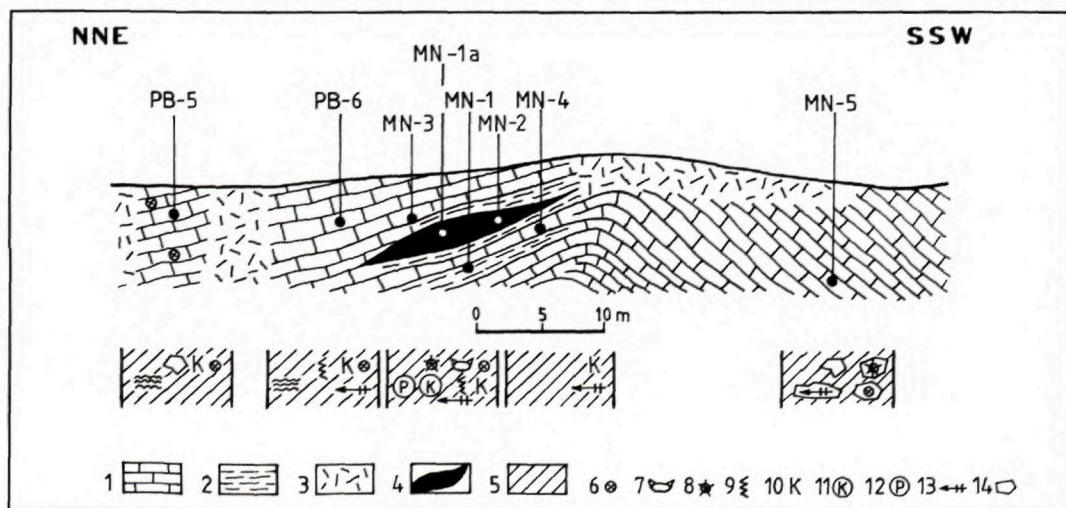
Na základe kritéria zhodnotenia tvorby ropy a plynu môžeme konštatovať, že organická hmota obsiahnutá v bridliciach vzoriek Mn-1, Mn-2 sa nachádza v pomerne malom množstve, je marmného pôvodu a v pokročilejšom štádiu termickej degradácie.

Na porovnanie so vzorkami z Braniska bolo odobratých 5 vzoriek Mn-ložiska Urkút (POLGÁRI et al., 1989). Vo všetkých týchto Mn-vzorkách z Urkútu bolo množstvo organicky viazaného uhlíka od 3,882—1,355 %, čo je oveľa viac, než obsahujú Mn-vzorky z Braniska; vyššie však bolo aj množstvo C_{bit} a C_{hum}. Výsledky pyrolýzy Rock-Eval potvrdili voľné uhľovodíky v množstve 0,05—0,14 kg/t a pyrolyticky viazané uhľovodíky v množstve od 1,23 do 16,98 kg/t. Na základe výsledkov pyrolýzy Rock-Eval by organická hmota podľa indexov H/C a O/C mala obsahovať kerogén typu II (t.j. zmiešaný morský a terigénny pôvod) a v jednom prípade typu III (terigénny pôvod).



Infračervenou spektroskopiou po predchádzajúcej separácii bol nameraný typ kerogénu II vo dvoch vzorkách a typ III v troch vzorkách. Podľa TISSOTA a VELTEHO (1984) naše infračervené spektrá boli podobné spektrám, ktoré sa získali meraním kerogénu čiernych bridlic. Rovnako i plynová chromatografia potvrdila pri homologickom rade alifatických uhľovodíkov (n-A) dve maximá v distribúcii s C_{17-18} a C_{25-32} , čo je charakteristické pre uhľovodíky marineho aj terigénneho pôvodu, tieto výsledky sú v zhode s infračervenou spektroskopiou a pyrolýzou. Hodnoty CPI indexu boli 0,8—1,86.

Infračervená spektroskopia bitúmenových extraktov potvrdila prítomnosť polykondenzovaných aromatických zlúčenín s funkčnými skupinami karbonylovými, ale i alifatickými. Pomer alifatických skupín — vibrácie pri 1460 cm^{-1} ku karbonylovým vibráciám 1720 cm^{-1} bol pritom od 0,41 do 0,63, čo charakterizuje bitúmeny ako reziduálne. V súlade s týmto tvrdením sú aj výsledky komponentnej analýzy bitúmenov, kde najpočetnejšou zložkou boli asfaltény 69,9 %—86,6 %, potom oleje 9,5 %—31,2 % a smoly 0,9 %—14,1 %. Koefficient bituminóznosti bol od 0,031—0,072



Obr. 1 Litologický profil a lokalizácia Mn mineralizácie, 550 m juhozápadne od priesmyku Branisko
 1 — vápence, 2 — bridlice, 3 — alúvium, 4 — poloha Mn rudy, 5 — sparit, 6 — krinoidy, 7 — lamelibranchiáty, 8 — ostne ježoviek, 9 — stylolity, 10 — klastický kremeň, 11 — autigénny kremeň, 12 — autigénny pyrit, 13 — dynamometamorfované štruktúry, 14 — klasty

a koeficient migrácie β nadobúdal hodnoty od 1,1—2,8, čo svedčilo o autochtónnom pôvode bitúmenov.

Diskutovaná Mn mineralizácia v liasových vápencoch Braniska je úzko spätá so sedimentáciou v epikontinentálnom sedimentačnom prostredí. Na obdobie vyššieho liasu je viazaná podobná mineralizácia aj v iných oblastiach Západných Karpát, ako v oblasti Benkovského potoka v Nízkych Tatrách, kde sú prejavy viazané na sekvenciu Veľkého Boku v identickom súvrství s Braniskom. Viacero prejavov minera-

lizácie tohto typu bolo dokumentovaných v bradlovom pásme v posidoniových vrstvách álelu pri Lednických Rovniach, Zázrivej a Šarišskom Jastrabí. Podobného charakteru a genézy je aj priemyselná koncentrácia Mn-rúd (vrchný eocén) v podtatranskej skupine paleogénu.

Všetky tieto koncentrácie vznikali v epikontinentálnych anoxických podmienkach. Dôležitú úlohu tu hrala biologická koncentrácia Mn a Fe, najpravdepodobnejšie z kontinentálneho zdroja.

Literatúra

- POLÁK, M., 1987: Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 87, 137—152.
- POLÁK, M.—MOLÁK, B.—ŠIRÁŇOVÁ, V., 1988: Manifestation of Manganese mineralisation in Liassic bituminous carbonates of the Branisko Mts. Abstracts of the symp. Metalif. black shales progr. IGCP-254, I. Nat. works groups, Pez. Baba, 26—27.
- POLGÁRI, M.—MOLÁK, B.—SŮROVÁ, E., 1989: Contribution to the organo-geochemical study of the black shale Mn-Carbonate Sequence Űrkút (Hungary) and comparison to the Mn-Carbonate occurrences in Branisko Mts. Abstracts of Papers, of the IGCP-254, Píbram, 47—49.
- POLGÁRI, M.—MOLÁK, B.—SŮROVÁ, E., 1990: Comparison of the Jurassic black shale hosted Mn-Carbonate ore deposit, Űrkút. Hungary and Branisko Mts. E. Slovakia. Abstracts of 8th. IAGOD Sympos. Ottawa, A. 161—162.
- POLGÁRI, M.—MOLÁK, B.—SŮROVÁ, E., 1992: An Organic Geochemical Study to Compare Jurassic Black Shale-hosted Manganese Carbonate Deposits: Űrkút Hungary and Branisko Mountains, East Slovakia. Explor. Minig Geol. (New York—Oxford—Seoul—Tokyo), 1, 1, 63—67.
- PULEC, M. et al., 1989: Charakteristika uhľikátých formácií vo vybraných oblastiach Západných Karpát (IGCP-254). Manuskript — archív Geol. Űst. D. Štúra, Bratislava.
- TISSOT, B. P.—VELTE, D. H., 1984: Petroleum formation and occurrence. Berlin—Tokyo, Springer-Verlag, 169—189.

MILAN POLÁK—VIERA ŠIRÁŇOVÁ

Manganese mineralization in Liassic carbonate sediments of the Branisko Mts.

Summary

In the Branisko Mts. 550 m south of the pass Branisko a new occurrence of Mn mineralization was recorded in the West Carpathians. The lenticle of Mn ore is 8—12 m long, about 1—1.2 m thick. It is located in the NNE limb of the anticline, the axis of which is of EES-WWN direction. The core of the anticline and its limbs are formed by dark, weakly marly, in places spotted limestones and shales, which show a high affinity to the Allgäu beds corresponding to the Middle to Upper Liassic. All this complex is distinctly dynamicmetamorphosed. The Mn-ore itself is formed by dark-grey to black rock with characteristic brownishviolet patina.

The chemical analyses display MnO content from 13.92 % to 22.37 %, FeO 5 % on an average, a high content of SiO₂ and CaO.

From mineralogical point of view the ore is formed by quartz, illite, smectite, calcite, manganocalcite, goethite, rhodochrosite and rancieite (POLGÁRI et al., 1989, 1992). Rancieite has been described for the first time the West Carpathian region on the whole.

This mineralization is linked to organic matter, with a relatively low content of organically bound carbon (0.174 %—0.274 %) in an advanced grade of metamorphic matter is comprised in shales of samples Mn-1, Mn-2, found in relatively small amount

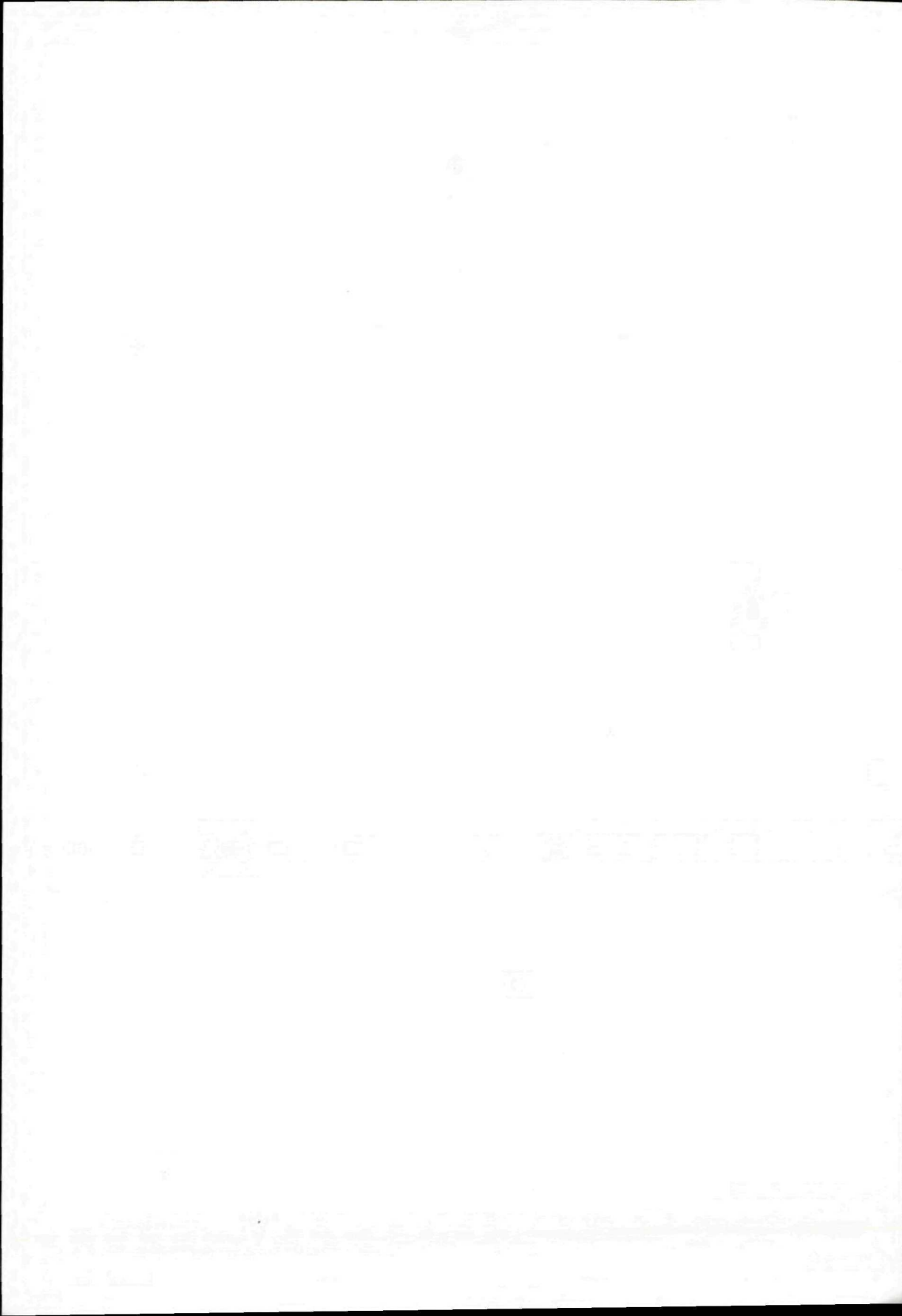
and on the basis of GC-analyses it forms a homologous order of n-alkanes with distribution maximum C_{18} — C_{19} , which is characteristic of samples of marine origin.

For comparison with Mn-samples from the Branisko Mts. also samples from the Mn-deposit Urkút were investigated, which displayed much more organically bound carbon (3.882%—1.355%). The GC-analyses have confirmed hydrocarbons of marine and terrigenous origin in a homologous order by distribution of n-alkanes with two maxima C_{17-18} and C_{25-32} . These results were in good agreement with IR method and Rock-Eval pyrolysis. The IR spectra of separated kerogen in samples of the Mn-deposit Urkút were identical with karogen spectra from black shales.

The discussed Mn-mineralization in Liassic limestones of the Branisko Mts. is in close connection with sedimentation in epicontinental sedimentary environment. Similar mineralization is bound to the Upper Liassic time also in the area of the Benkovský potok brook in the Nízke Tatry Mts. where it is bound to metamorphosed limestones of the Veľký Bok group. Several manifestations of mineralization of this type were documented in the Klippen Belt, in the Aalenian Posidonia beds (Lednické Rovné, Zázrivá and Šarišské Jastrabie). Industrial concentration of Mn-ores (Upper Eocene) in the Paleogene Subatric group is also of similar character and genesis.

Translated by Jozef Pevný

Fig. 1 Lithologic section and location of Mn mineralization, 550 m southwest of the Branisko pass
1 — limestones, 2 — shales, 3 — alluvium, 4 — layer of Mn ore, 5 — sparite, 6 — crinoids, 7 — lamellibranchs, 8 — echinoid spines, 9 — stylolites, 10 — clastic quartz, 11 — authigenic quartz, 12 — authigenic pyrite, 13 — dynamic-metamorphosed textures, 14 — clasts



JÁN HORNIŠ

Prínosy sedimentárnej petrografie pri geologickom výskume kvartéru Slovenska

3 obr., angl. resumé

Abstract. The author discusses the importance of sedimentary petrology in Quaternary research. Sedimentary petrological methods have contributed to the genetic classification, to the source areas and terrigenous provinces determination, as well as to dating of Quaternary sediments. Examples from the territory of Slovakia are presented.

Úvod

Kvartérne sedimenty sú predmetom širokého záujmu odborníkov rôznych geologických i negeologických disciplín. Pri ich výskume sa často využívajú aj sedimentárno-petrografické metódy. Ciele takéhoto štúdia bývajú rozličné. Najčastejšie ide o hodnotenie sedimentu z hľadiska potrieb inžinierskogeologického, technologického, prípadne hydrogeologického výskumu. Takto získané informácie sú väčšinou cenné aj z hľadiska litologickej klasifikácie sedimentu, pre komplexnejšiu kvartérno-geologickú interpretáciu sú však zriedka využiteľné. V tomto článku sa zameriame len na petrografický výskum kvartérnych sedimentov, ktorého výsledky boli využité na riešenie geologických problémov kvartéru Slovenska.

Počet autorov, ktorí sa zaoberali takto zameraným výskumom, nie je veľký. Významnú brázdú na poli využitia sedimentárno-petrografických metód pri geologickom výskume kvartéru Slovenska vyvorala MINAŘIKOVÁ. Počas svojho pôsobenia v GÚDŠ i neskôr študovala kvartérne sedimenty vo viacerých regiónoch Slovenska, najmä v Záhorskej, Podunajskej

a Východoslovenskej nížine. Na jej práce nadväzoval v uvedených i ďalších regiónoch Slovenska autor tohto referátu. Najmä z metodického hľadiska sú veľmi významné práce MIŠKA (1956) a ČINČURU (1967, 1969). Nemôžem nespomenúť aj staršie práce HORNIŠA (1956 až 1975). Hoci išlo o petrografické rozborové recentných riečnych štrkov s výlučne technologickým zameraním, ich systematický charakter — spracoval štrkové náplavy všetkých významnejších slovenských tokov — poskytuje dodnes podklady na posúdenie vzťahu kvartérnych štrkových náplavov k znosovým oblastiam. V lokálnejšom meradle môžeme údaje o petrografickom zložení štrku nájsť v prácach pracovníkov Geologického prieskumu, napr. Kabinu, Dobru a Dudášovej.

Okruhy využitia sedimentárnej petrografie v geologickom výskume kvartéru

Viac či menej podrobný petrografický rozbor kvartérnych sedimentov je často akoby povinnou súčasťou kvartérno-geologických prác. Zložitejšie je to s využitím výsledkov týchto rozborov, presnejšie s ich kvartérno-geologickou interpretáciou. Veľakrát sa stretávame iba s uvedením získaných výsledkov, ktoré takto zostávajú len akousi ozdobou vlastnej práce. Podobnému „využitiu“ výsledkov pritom často predchádza odber neúmerne veľkého množstva vzoriek. Následkom takýchto neefektívnych prístupov je prechod k opačnému extrému —

k úplnému podceňovaniu možností a významu sedimentárnej petrografie pri výskume kvartéru.

Okrem samozrejmej litologickej klasifikácie väčšinou na základe zrnitosti analýzy a viac či menej podrobnej charakteristiky sedimentu môžeme rozdeliť najdôležitejšie prínosy sedimentárno-petrografických metód do troch základných okruhov, ktoré navzájom spolu súvisia a do istej miery sa prekrývajú: 1. prínos k diskusii o genetickej klasifikácii sedimentu, 2. stanovenie znosovej oblasti a proveniencie sedimentu; 3. prínos k datovaniu sedimentu.

Prínos k diskusii o genetickej klasifikácii sedimentu

Tento okruh interpretácie nadväzuje na litologickú klasifikáciu, ktorá v mnohých prípadoch, napr. pri sprašiach a sprašových sedimentoch, podstatne prispieva aj ku genetickej klasifikácii. Pri geologickom výskume kvartéru Slovenska sa sedimentárno-petrografický rozbor veľmi osvedčil na rozlíšenie fluviálnych a proluviálnych sedimentov. Na území Východoslovenskej nížiny, na úpätiach Slanských vrchov a čiastočne aj Vihorlatu a Zemplínskych vrchov sú vyvinuté početné a rozsiahle proluviálne kužele. Kužele sú často terasované, ich materiál je pomerne dobre vytriedený. Odčlenenie materiálu prolúvií od sedimentov Tople a Ondavy, resp. Laborca a Roňavy bolo možné na základe petrografického rozboru štrkových valúnov, ako aj analýzy ťažkých minerálov. Monotónne zloženie proluviálnych kuželov pod úpäťm Slanských vrchov a Vihorlatu a pestrejšie zloženie tranzitného materiálu Tople, Ondavy, resp. Laborca a naopak, monotónny charakter sedimentov riečky Roňavy v porovnaní s pestrejším materiálom Zemplínskych vrchov poskytujú dostatočné kritériá na odlíšenie obidvoch genetických typov sedimentov (HORNIŠ, 1982). Podobné príklady by bolo možné uviesť aj z území Lučeneckej, Ipeľskej, príp. Turčianskej kotliny (HORNIŠ, 1979, 1990).

Pri eolických pieskoch, ktoré sú na území Slovenska vyvinuté najmä v Záhorskej nížine, v menšej miere v Podunajskej a Východoslovenskej nížine, príp. v Lučeneckej kotline, zhodnotenie granulometrie piesku, ako aj štú-

dium tvaru a povrchu minerálnych zŕn, najmä kremeňa, prispieva k poznaniu ich genézy. Sedimentárno-petrografické štúdium naviatych pieskov potvrdilo, že na území Slovenska sa vyskytujú prevažne piesky s krátkym eolickým vývojom (MINAŘIKOVÁ, 1970, 1973; HORNIŠ, 1986).

Pri fluviálnych sedimentoch prispievajú výsledky sedimentárno-petrografického rozboru najmä k analýze podmienok sedimentácie, ktoré súvisia s hydrodynamickými pomermi vodného toku.

Stanovenie znosovej oblasti a proveniencie sedimentu

Táto oblasť interpretácie čiastočne nadväzuje na predchádzajúcu a poskytuje najširšie možnosti na uplatnenie sedimentárnej petrografie v kvartérno-geologickom výskume. Bolo by možné uviesť množstvo príkladov zo všetkých oblastí Slovenska, pre prehľadnosť uvediem len najvýznamnejšie.

Pri fluviálnych sedimentoch sa najčastejšie interpretuje pôvod akumulácií starého alebo stredného pleistocénu, ktoré sa nachádzajú v terasovom alebo superpozičnom vývoji. MINAŘIKOVÁ (1969, 1973) napr. pomocou sedimentárno-petrografickej analýzy konštatovala, že akumulácie starého kvartéru boli v Záhorskej nížine uložené riekou Dyje, ktorej materiál je petrograficky odlišný od materiálu Moravy. Na území Podunajskej nížiny bol podaný významný dôkaz o západnejšom smere toku Váhu v období stredného pleistocénu (obr. 1). Vo vrtoch situovaných severne až severozápadne od Dunajskej Stredy bol zistený piesčité a piesčito-štrkovitý sediment s asociáciou ťažkých minerálov jednoznačne vážskej proveniencie (HORNIŠ—PRIECHODSKÁ, 1979).

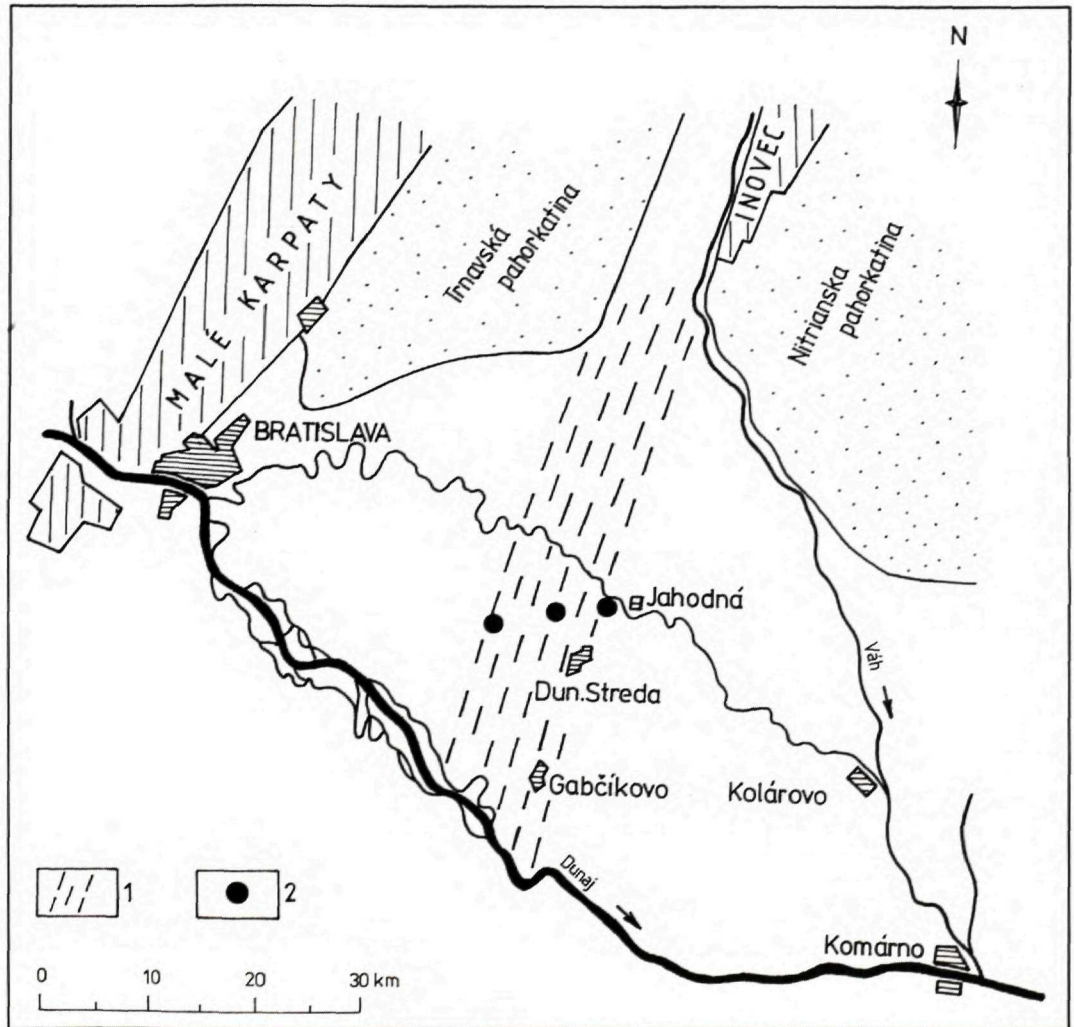
Štúdium ťažkých minerálov umožňuje interpretovať aj zdrojové oblasti materiálu eolických sedimentov, a teda prevládajúce smery navievania. Výsledky analýz ťažkých minerálov zo spraší v okolí Moravian pri Piešťanoch poukazujú na podobnosť s asociáciou náplavov Váhu, a teda na prevládajúci západný či severozápadný smer navievania. Podobne o naviatych pieskoch Záhorskej nížiny konštatovala MINAŘI-

KOVÁ (1970, 1973) ich petrografickú podobnosť s pieskami terasových akumulácií, čiže zdrojovú oblasť v náplavoch rieky Moravy.

Príspevok k datovaniu kvartérnych sedimentov

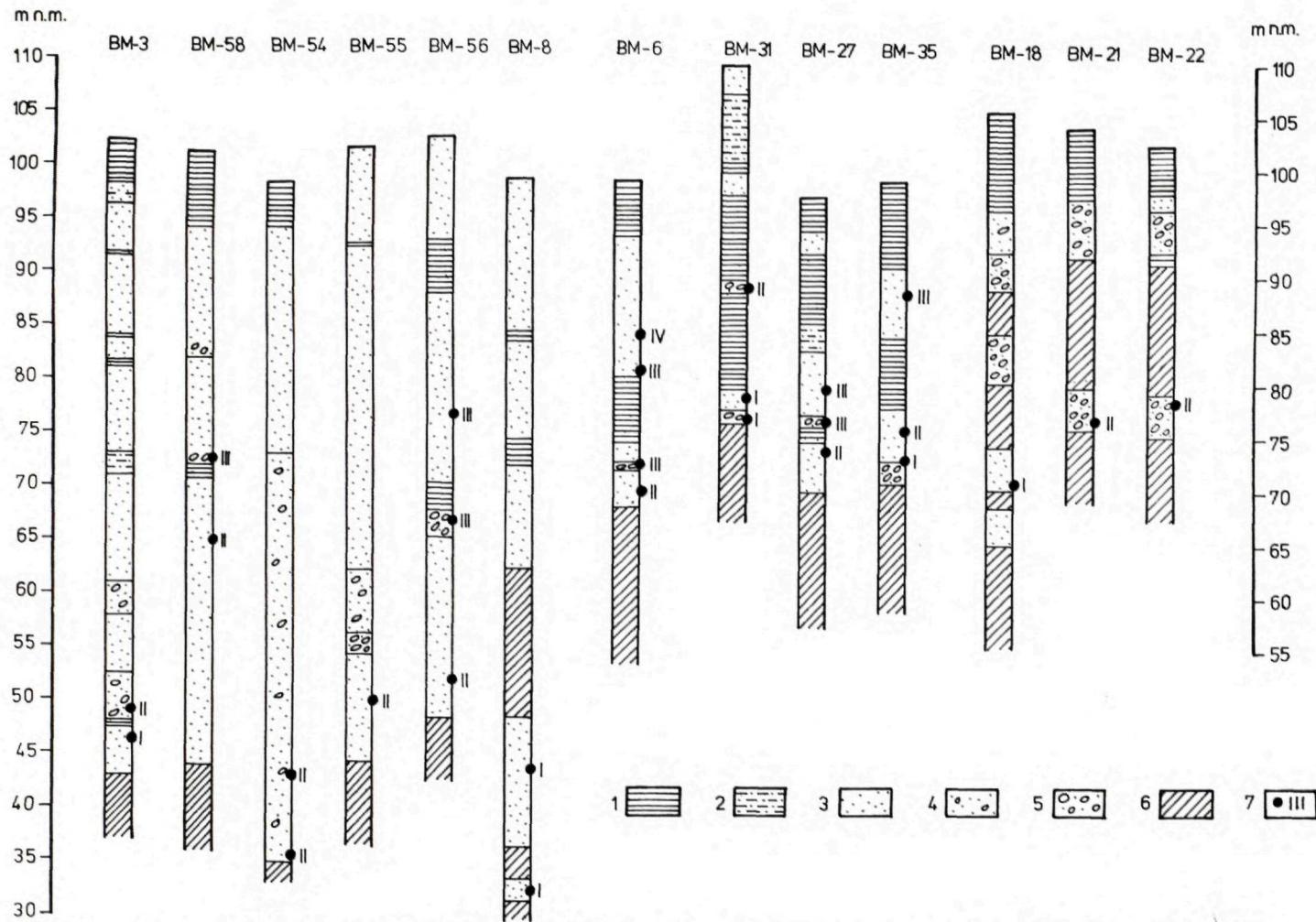
Sedimentárno-petrografické štúdium kvartérnych sedimentov môže len nepriamo prispieť

k diskusii o ich veku. Vzhľadom na všeobecnú obťažnosť datovania kvartérnych terestrických sedimentov však často zostáva jediným použitelným prostriedkom. Týka sa to najmä piesčitých a piesčito-štrkovitých sekvencií vyplňajúcich mladé depresie regionálneho alebo lokálneho rozsahu. Pri datovaní pleistocénnych, su-



Obr. 1 Smer toku Váhu počas stredného (a čiastočne starého) pleistocénu, zistený štúdiom ťažkých minerálov na území Žitného ostrova

1 — smer toku Váhu počas stredného pleistocénu; 2 — lokalizácia vrtov, ktorými sa zistili sedimenty s vážskou asociáciou ťažkých minerálov



Obr. 3 Korelácia kvartérnych sedimentov zistených vrtmi v južnej a strednej časti Východoslovenskej nížiny na základe štúdia ťažkých minerálov
 1 — hlina; 2 — piesčitá hlina; 3 — piesok; 4 — piesok s ojedinelými valúňmi; 5 — piesčité štrk; 6 — íl; 7 — sedimenty zaradené do najstaršieho (I), starého (II) a stredného až mladého sedimentačného cyklu (III, IV)

príčiny zistených zmien. Osobitný význam má sledovanie zmien v asociáciách ťažkých minerálov a v stupni rozrušenia hypersténu (príp. niektorých ďalších minerálov) v panvových územiach. Na ich základe je možné rozčleniť súbor sedimentov do niekoľkých sedimentačných cyklov a pokúsiť sa o ich stratigrafickú paralelizáciu tak, ako v prípade panvového územia v oblasti Žitného ostrova (HORNIŠ—PRIECHODSKÁ, 1979), alebo v depresiách južnej a strednej časti Východoslovenskej nížiny (HORNIŠ, 1982, 1986, pozri obr. 3).

Záver

V rámci tohto článku uvádzame len najdôležitejšie príklady využitia sedimentárnej petrografie pri kvartérno-geologickom výskume. Hlavným cieľom je upozorniť na možnosti a hlavné okruhy problémov, pri riešení ktorých sú sedimentárno-petrografické metódy užitočné. Podrobnejšie údaje možno nájsť v celom rade samostatných prác. Tie sa stali jedným z dôležitých podkladov pri zostavovaní geologických máp kvartéru mnohých regiónov Slovenska a súčasťou vysvetliviek k nim.

Literatúra

- ČINČURA, J., 1966: O niektorých nových možnostiach korelácie riečnych terás na príklade stredného Po-važia. Geogr. Čas. (Bratislava), XVIII, 4, 325 až 332.
- ČINČURA, J., 1967: Abhängigkeit der Hyperstenerstörung am Alter der Flusserassen. Geol. Zbor. (Bratislava), XVIII, 1, 117—123.
- ČINČURA, J., 1969: Morfogenéza južnej časti Turčianskej kotliny a severnej časti Kremnických vrchov. Náuka o zemi, Sér. geographica (Bratislava), 2, 1—72.
- DOBRA, E., 1969: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie fluvialných náplavov rieky Tisy na území ČSSR. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 215 až 222.
- HALOUZKA, R.—MINAŘIKOVÁ, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 11, 7—55.
- HORNIŠ, E., 1956: Petrograficko-technologický výskum štrkopieskov rieky Váhu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 93—222.
- HORNIŠ, E., 1961: Terénny a laboratórny petrograficko-technologický výskum štrkopieskov a pieskov Hrona a jeho hlavných prítokov. Geogr. Čas (Bratislava), XIII, 1, 3—53.
- HORNIŠ, E., 1975: Petrograficko-technologická charakteristika kameniva povodia Tople. Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), XVI A, B, 19—51.
- HORNIŠ, J., 1979: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentov v doline Ipľa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J., 1982: Sedimentárno-petrografický výskum kvartéru Východoslovenskej nížiny. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J., 1986: Výsledky a interpretácia petrografického výskumu kvartérnych sedimentov Východoslovenskej nížiny. Spr. geol. Výsk. v roku 1985 (Bratislava), 161—165.
- HORNIŠ, J., 1990: Petrografický výskum kvartéru Turčianskej kotliny in J. Gašparik et al.: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1:50 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HORNIŠ, J.—PRIECHODSKÁ, Z., 1979: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. Miner. slov. (Bratislava), 11, 6, 529—536.
- MINAŘIKOVÁ, D., 1968: Sedimentární petrografie kvartérnych sedimentů severní části Východoslovenské nížiny. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MINAŘIKOVÁ, D., 1969: Petrografie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MINAŘIKOVÁ, D., 1970: Použití parametrů R. L. Folka a W. C. Warda při studiu granulometrie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 15, 3, 235—252.
- MINAŘIKOVÁ, D., 1973: Petrografie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 9, 77—129.
- MIŠÍK, M., 1956: Použitie ťažkých minerálov v paleogeografickom výskume so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 43, 61—90.

Contribution of Sedimentary Petrology to Quaternary geological research of Slovakia

Summary

Besides the lithological classification and more-or less detailed description of the Quaternary sediments, the sedimentary-petrological methods can contribute to the solution of the following important problems of the Quaternary geology.

1. Contribution to genetic classification of sediments: The sedimentary-petrological methods contributed to the knowledge about the proluvial deposits identification and distribution especially in the East-Slovakian Lowland.

2. Determination of the source areas and the terrigenous provinces: This is an important field of application of the sedimentary petrology in the Quaternary research. The examples of different river courses

during the old and/or middle Pleistocene found out on the basis of this method are presented.

3. Contributions to the dating of the studied sediment: This problem can be solved in two different ways. They are both indirect.

a) Correlation of the studied sediment petrological properties with the similar sediment dated morphostratigraphically, or by other method.

b) Division of the sedimentary sequence on the basis of some changes in sensitive petrological properties. The study of the decrease of some unstable heavy minerals content, mainly hypersthene and increase of desintegrated grains of this mineral in older Pleistocene sediments proved to be suitable method in some regions of Slovakia.

Explanations to Figures

Fig. 1 River Váh course during the Middle (and partly Early) Pleistocene, confirmed by heavy minerals study in the Žitný ostrov Island area

1 — river Váh course during the Middle Pleistocen; 2 — boreholes, in which the sediments with Váh mineral association were found

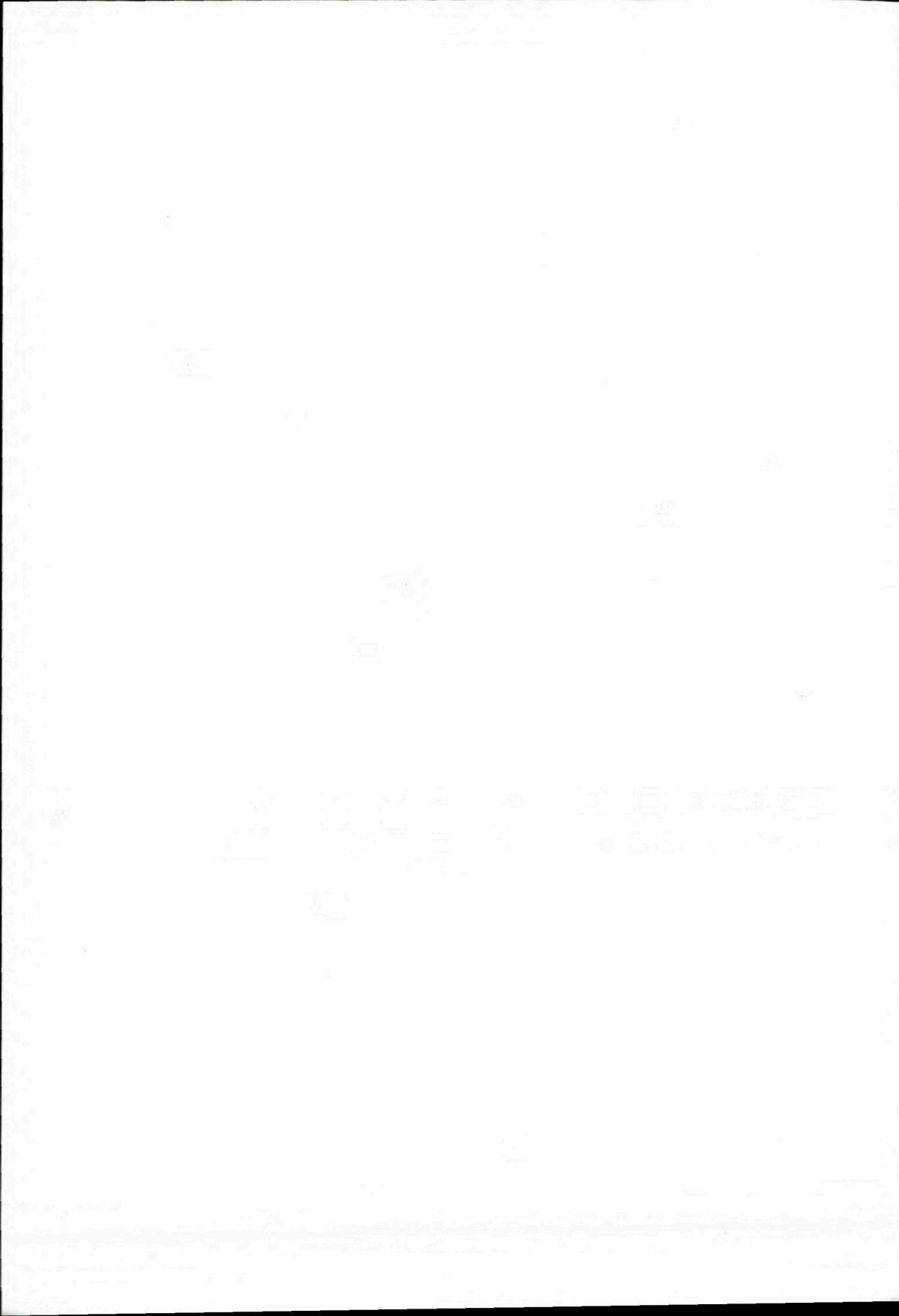
Fig. 2 Change in relation of some heavy minerals content in the fluvial sediments of the river Ipeľ

1 — loc. Kubáňovo, Mindelian terrace; 2 — loc.

Bielovce, Riss terrace; 3 — loc. Preseľany, Würm accumulation

Fig. 3 Correlation of the Quaternary sediments found in boreholes in the southern and middle part of the East Slovakian lowland on the basis of heavy minerals study

1 — loam, 2 — sandy loam, 3 — sand, 4 — sand with pebbles, 5 — sandy gravel, 6 — clay, 7 — sediments ranged to the oldest (I.), old (II.), and middle or young (III. IV.) cycle of sedimentation



KLEMENT FORDINÁL

Nové poznatky o tektonických pomeroch centrálnej časti Bratislavy (v okrajovej zóne Podunajskej nížiny)

3 obr., angl. resumé

Abstract. The article deals with tectonic setting in the town of Bratislava, in the area between the Jelena and Račianska Street. Biostratigraphic researches of samples from holes drilled by the company Engineering and Hydrogeologic Exploration (IGHP) Bratislava revealed faults between the following drillholes: JRD-205 and JRD-206 as well as TS-29, TS-30 and V-31, V-36. The faults were active during the Pliocene, and fault II even during the Quaternary.

Úvod

V súvislosti s výstavbou rýchlodráhy v Bratislave vykonal IGHP Bratislava na tomto území vrtný prieskum (VLASKOVÁ et al., 1986). Bolo nám umožnené odobrať si vzorky z týchto vrto-
v.

Sedimenty vrto-
v sme biostratigraficky zaradili na základe fosílnych zvyškov (mäkkýšov a ostrakódov, ktoré sa v nich nachádzali) a zrekonštruovali sme paleoekologické pomery územia centrálnej časti Bratislavy počas vrchného miocénu a pliocénu (FORDINÁL—TUBA, 1992).

Stratigrafické zaradenie sedimentov jednotlivých vrto-
v poskytlo údaje, na základe ktorých sme sa pokúsili riešiť tektonické pomery centrálnej časti Bratislavy, v priestore od Jelenej po Račiansku ulicu.

Stručný prehľad doterajších výskumov

V minulosti sa tektonikou územia Bratislavy zaoberali viacerí autori. V ucelenej forme sa



tejto problematike venovali KOUTEK—ZOUBEK (1936). Konštatovali, že na východnej strane sú Malé Karpaty oddelené od podunajskej panvy okrajovým zlomom a naprieč nimi prebiehajú smerom SZ—JV zlomy, na ktorých je založená lamačská depresia.

Tektoniku tohto územia podrobnejšie rozpracoval MYSLIL (1958). V plnom rozsahu potvrdil okrajový zlom, pozdĺž ktorého došlo k poklesu terciérnych sedimentov podunajskej panvy, a lamačský zlom naprieč Malými Karpatmi.

ADAM—DLABAČ (1961) členili Podunajskú nížinu na jednotlivé tektonické jednotky. Na styku Malých Karpát a Podunajskej nížiny vyčlenili tzv. západné okrajové kryhy. Podľa nich táto kryhová oblasť a zlomy okrajového systému pri Bratislave vyznievajú, alebo sa končia na priečnej ivanskej poruche. Južne od ivanskeho zlomu pokračuje ďalší systém porúch. Túto oblasť nazvali bratislavskou kryhovou oblasťou.

Podľa BUDAYA (in BUDAY—CAMBEL—MAHEĽ et al., 1962) možno bratislavskú oblasť

a oblasť západných okrajových kryh považovať za jednu tektonickú jednotku.

Ďalšie práce o geologicko-tektonickej stavbe Bratislavy a príslušného podunajského územia Žitného ostrova využívali už údaje prieskumu a výskumu pre vodné dielo Dunaj (Gabčíkovo), ale aj inžinierskogeologického prieskumu pre projektovanú výstavbu bratislavskej rýchlodráhy, sídlisk v Petržalke a pod. Prihliadali pritom podrobne už aj na sedimenty kvartéru.

Z výsledných prác sú pre danú tému dôležité tieto: geologická mapa regiónu Malé Karpaty 1:50 000 (MAHEĽ—CAMEL et al., 1972) so zákresom aj mestskej časti Bratislavy, článok JANÁČKA (1971), zhrňujúci poznatky o celkovej tektonickej stavbe a hrúbkach kvartéru v pridunajskom pásme centrálnej depresie podunajskej (komárňanskej) panvy; potom prvá štúdia kvartéru celej oblasti Bratislavy (s mapami 1:25 000, HALOUZKA, 1970). Bratislavy sa týka aj publikácia IGCP projektu č. 24 o syntéze stavby kvartéru pridunajského pásma Viedeň—Bratislava—Komárno (HALOUZKA—MINAŘÍKOVÁ, 1977). Napokon je to doteraz najnovšia publikácia o geológii a tektonike kvartéru priamo centrálnej časti Bratislavy (ŠAJGALÍK—HULMAN, 1976), v ktorej sú vyčlenené tri terasové štrkové akumulácie.

V posledných rokoch boli zverejnené poznatky aplikovaného výskumu oblasti (hydrogeologický vrtný prieskum na ochranu vôd Žitného ostrova, resp. geotermálny prieskum). O geologickej stavbe Žitného ostrova publikovali článok HORNIŠ—PRIECHODSKÁ (1979). Nadväzne sa neotektonickou stavbou juhozápadnej časti podunajskej panvy zaoberajú POSPÍŠIL—VASS—MELIORIS—REPKA (1978). Územie Bratislavy zaraďujú do gabčíkovskej prepadliny, do pásma vysokých kryh pri Malých Karpatoch.

Výsledkom komplexného geologického výskumu Bratislavy a okolia v Geologickom ústave D. Štúra je najmä súbor geologických máp (VAŠKOVSKÝ et al., 1988).

Tektonikou územia Bratislavy sa priamo zaoberá článok VAŠKOVSKÉHO (1986). Konštatuje sa v ňom, že východné obmedzenie Malých Karpát na ich úpätí nepozostáva iba z jednej línie, ale prakticky ide o systém paralelných zlomov smeru SV—JZ. Pozdĺž týchto zlomových línií došlo ku kryhovému poklesávaniu

monoklinálneho svahu pohoria smerom do hľbokej panvovej depresie.

Riešením tektoniky tohto územia na základe geofyzikálnych meraní sa zaoberajú JIHLAVEC et al. (1989).

Iný pohľad na túto tematiku, vychádzajúci z biostratigrafických výskumov je uvedený v nepublikovanej správe FORDINÁLA—MATAŇIOVEJ—TUBU (1990).

Tektonické pomery centrálnej časti Bratislavy

Skúmané územie sa nachádza na styku Podunajskej nížiny s Malými Karpatmi, na území mesta Bratislavy, v priestore od Jelenej ulice po Račiansku ulicu. Z tejto oblasti boli vyhodnotené vrty: JRD-205 (Jelenia ulica), JRD-206 (Mikovíniho ulica), TS-29, TS-30 (Sibírska ulica) a V-31, V-36 (Račianska ulica), (obr. 1).

Vrty JRD-205 a JRD-206 prenikli neogénne sedimenty až na granitoidné podložie.

Na granitoidoch sa nachádza mocná poloha pieskov, zaradená na základe mäkkýšov do zón D—E panónu (FORDINÁL—TUBA, 1992). V jej terminálnej časti bola zistená lavica pieskovca. Nad ňou sa nachádzajú sedimenty tvorené ilmi a aleuritmi, v ktorých sú vločky pieskov a lignitov. Tento komplex sedimentov zaraďujem na základe litológie a faunistických zvyškov do pontu (tzv. uhoľnej série).

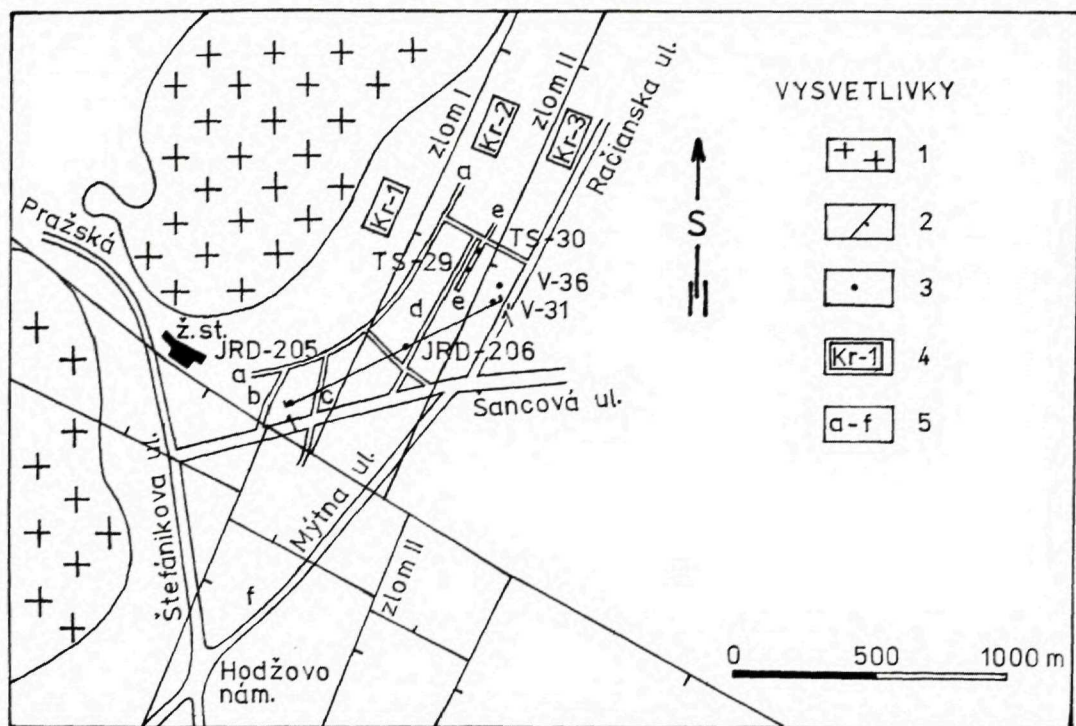
Granitoidy boli vo vrte JRD-205 navrátené vo výške 99,4 m nad morom a vo vrte JRD-206 72 m n. m. Rozdiel činí 27,4 m.

Lavica pieskovca v terminálnej časti panónskych pieskov sa vo vrte JRD-205 nachádza v nadmorskej výške 119,8 m n. m., vo vrte JRD-206 v 107,4 m n. m. Rozdiel je 12,4 m.

Na základe týchto faktov predpokladám, že v priestore medzi týmito vrtní sa nachádza zlom. Bol identifikovaný i na základe geofyzikálnych meraní (JIHLAVEC et al., 1989). Ide o okrajový malokarpatský zlom smeru SV—JZ.

Vrty TS-29, TS-30, V-31, V-36 zastihli iba pontské sedimenty. V nich boli zistené dva horizonty s oligohalinnou brakickou faunou mäkkýšov a ostrakódov (obr. 2).

Mladší horizont bol zistený vo vrtoch JRD-205 v nadmorskej výške 139,0 m, JRD-206 vo výške 132 m n. m., V-31 119,8—121,3 m n. m.



Obr. 1 Schéma tektonických pomerov centrálnej časti Bratislavy s lokalizáciou vrtov (podľa JIHLAVCA et al., 1989, upravené)

1 — granitoidy, 2 — zlomy, 3 — vrty, 4 — označenie tektonických kryh, 5 — názvy ulíc: a — Pionierska ul., b — Jelenia ul., c — Karpatská ul., d — Mikovíniho ul., e — Sibírska ul., f — Nám. 1. mája

a V-36 vo výške 121,9—122,2 m nad morom. Tento horizont sa vyznačuje spoločnosťou mäkkýšov, v ktorom sú najviac zastúpené druhy patriace rodom *Melanopsis*, *Theodoxus* a *Micromelania*. Rod *Congerina* má v spoločnosti minimálne zastúpenie.

Z ostrakodov je hojný *Cyprideis* aff. *heterostigma* (REUSS) (TUBA in FORDINÁL—MATANIOVÁ—TUBA, 1990).

Starší horizont bol zistený vo vrtoch JRD-206 v nadmorskej výške 123,4—125,0 m, TS-29 121,5 m n. m., TS-30 123,9—125,0 m n. m. a V-31 99,4—101,4 m n. m. Je charakteristický hojným výskytom kongérií a chudobnou faunou ostrakodov.

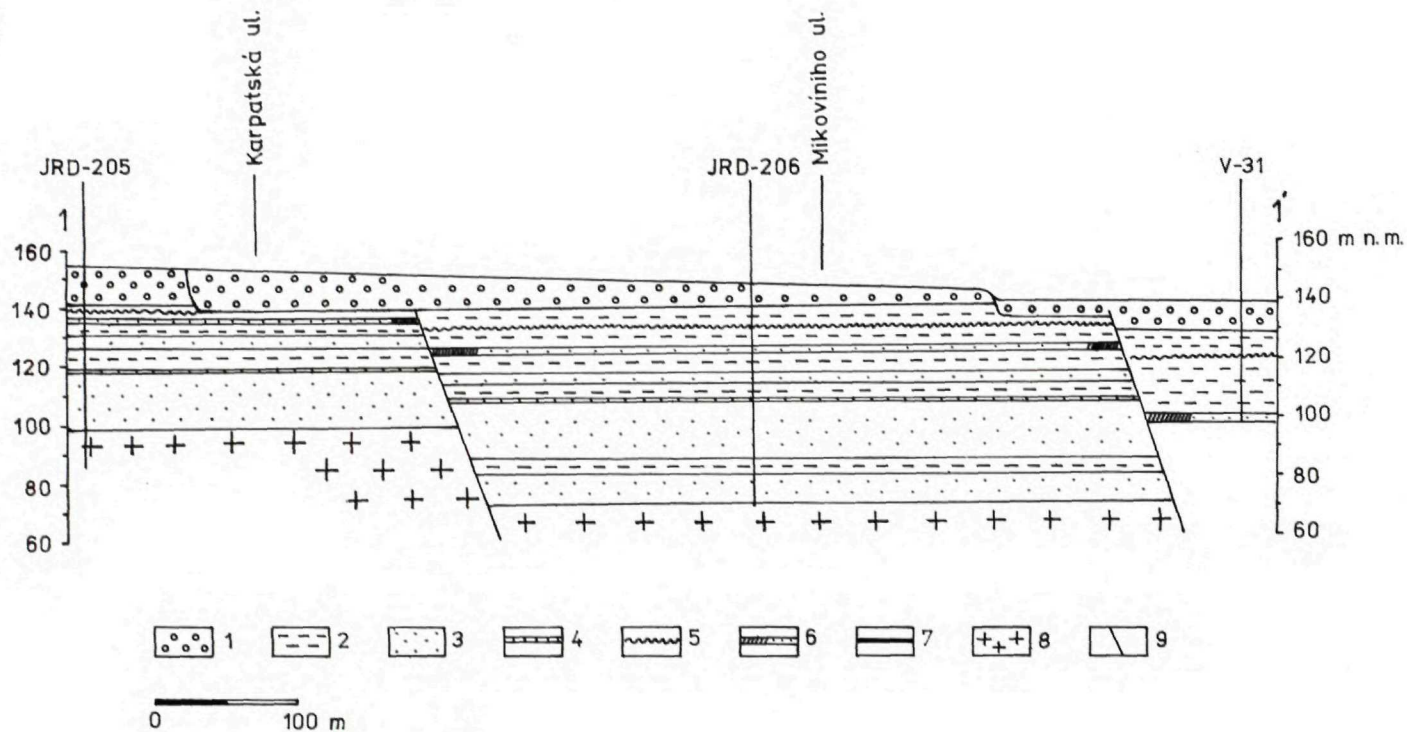
Môžeme si všimnúť, že starší horizont s oligohalinnou brakickou faunou sa vo vrtoch JRD-206, TS-29 a TS-30 nachádza v nadmor-

skej výške v rozmedzí 121,5—125,0 m nad morom a vo vrte V-31 99,4—101,4 m n. m. Rozdiel v priemere dosahuje 23 m, čo poukazuje na to, že medzi vrtnami TS-29, TS-30 a V-31, V-36 prebieha zlom. O jeho smere usudzujem zo vzájomnej polohy vrtov, medzi ktorými prebieha, a na základe existujúcich zlomových systémov na území Bratislavy (VAŠKOVSKÝ, 1986).

Z týchto faktov možno vyvodíť, že tento zlom patrí do systému okrajových malokarpatských zlomov sv.—jz. smeru.

Vzdialenosť horizontov s oligohalinnou brakickou faunou je vo vrte JRD-206 cca 7 m a vo vrte V-31 cca 20 m.

Medzi oboma horizontmi sa vo vrtoch JRD-206 a V-31 nachádzajú dve polohy lignitov hrubé 10—15 cm. Vzďialenosť medzi nimi vo vrte JRD-206 je 2,4 m a vo vrte V-31 5,6 m.



Obr. 2 Geologický rez pozdĺž línie 1—9

Kvartér: 1 — štrky; Neogén: 2 — íly, aleurity, 3 — piesky, 4 — pieskovce, 5 — mladší oligohalinný brakický horizont, 6 — starší oligohalinný brakický horizont, 7 — lignity; Paleozoikum: 8 — granitoidy, 9 — zlomy

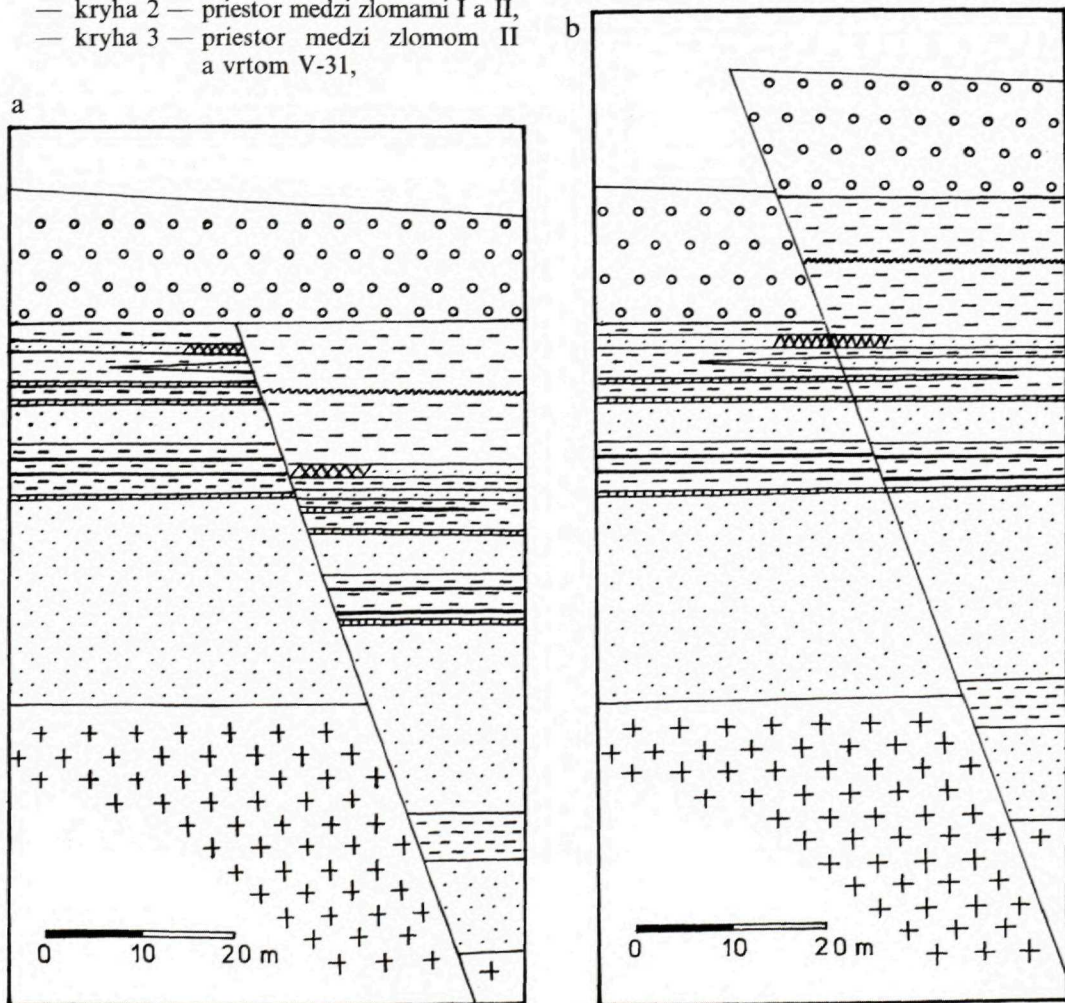
Uvedené fakty poukazujú na to, že vyčlenený zlom v priestore medzi vrtmi TS-29, TS-30 a V-31, V-36 fungoval po usadení staršieho horizontu s oligohalinou brakickou faunou ako synsedimentárny zlom.

Na základe daných skutočností môžeme územie medzi vrtmi JRD-205 a V-31 rozdeliť na 3 kryhy s odlišnou tektonickou aktivitou (obr. 1). Sú to:

- kryha 1 — priestor medzi vrtom JRD-205 a zlomom I,
- kryha 2 — priestor medzi zlomami I a II,
- kryha 3 — priestor medzi zlomom II a vrtom V-31,

Ak posunieme kryhu 2 pozdĺž zlomu I smerom nahor tak, aby sa lavica pieskovca v terminálnej časti panónskych pieskov na obidvoch kryhách dostala do tej istej úrovne (obr. 3a, b), zistíme, že i nadložné, litologicky zhodné vrstvy až po starší horizont s oligohalinou brakickou faunou vrátane sa dostanú do tej istej úrovne.

Stratigraficky sú oba horizonty s oligohalinou brakickou faunou zaradené do pontu, z čoho vyplýva, že pokles kryhy 2 pozdĺž zlomu I nastal až v priebehu pontu.



Obr. 3 Detailné zobrazenie sledu hornín v blízkosti zlomu I a — v recente, b — po vyzdvihnutí kryhy 2 pozdĺž zlomu I

Vysvetlivky pozri obr. 2, mierka (vertikálna)

Pri zlome II nachádzajúcom sa medzi kryhami 2 a 3 nemožno určiť čas aktivizácie, pretože vrty V-31, V-36 nedosiahli kryštalické podložie. Možno iba konštatovať, že počas pontu bol už aktívny.¹

Podakovanie: Ďakujem RNDr. R. HALOUZKOVI (GÚDŠ Bratislava) za doplnky a pripomienky týkajúce sa kvartérnych sedimentov študovaného územia a tektonickej aktivity uvádzaných zlomov počas kvartéru (použité pri zostavení geologického rezu, obr. 2).

Literatúra

- ADAM, Z.—DLABAČ, M., 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 36, 189—198.
- BUDAY, T.—CAMBEL, B.—MAHEĽ, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Wien—Bratislava. Geofond, Bratislava, 5—248.
- FORDINÁL, K.—MATANIOVÁ, D.—TUBA, L., 1990: Ekostratigrafia vrchného miocénu a pliocénu Bratislavy. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORDINÁL, K.—TUBA, L., 1992: Biostratigrafické a paleoekologické vyhodnotenie sedimentov územia centrálnej časti Bratislavy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 63—68.
- HALOUZKA, R., 1970: Geologický výskum kvartéru bratislavskej oblasti Podunajskej nížiny. Manuskript (s atlasom máp 1 : 25 000) — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HALOUZKA, R.—MINAŘÍKOVÁ, D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basins. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 11, 7—55.
- HORNIŠ, J.—PRIECHODSKÁ, Z., 1979: Použitie ťažkých minerálov pri štúdiu sedimentárneho komplexu Žitného ostrova. Mineral. slov. (Bratislava) 11, 6, 529—536.
- JANÁČEK, J., 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava) 55, 65—85.
- JIHLAVEC, F.—KRČMÁŘ, B.—NAGY, A.—SZALAIÓVÁ, V.—TKÁČOVÁ, H.—TUBA, L.—VASS, D.—VAŠKOVSKÝ, I., 1989: Interpretácia geofyzikálnych meraní v oblasti Veľkej Bratislavy. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOUTEK, J.—ZOUBEK, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, list Bratislava 4758. Knih. Stát. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha) 18, 7—150.
- MAHEĽ, M.—CAMBEL, B. et al., 1972: Geologická mapa Malých karpát 1 : 50 000 (1. vyd.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- POSPÍŠIL, P.—VASS, D.—MELIORIS, L.—REPKA, T., 1978: Neotektonická stavba Žitného ostrova a priľahlého územia Podunajskej nížiny. Mineral. slov. (Bratislava), 10, 5, 443—456.
- ŠAJGALÍK, J.—HULMAN, R., 1976: Geologické pomery centrálnej mestskej oblasti v Bratislave. Geol. Průzk. (Praha), 18, 1, 5—8.
- VAŠKOVSKÝ, I., 1986: Príspevok k tektonike územia veľkej Bratislavy — juh Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 84, 141—156.
- VAŠKOVSKÝ, I. et al., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000 (atlas máp). Slov. geol. Úrad a Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VLASKOVÁ, D.—ŠECHNY, J.—MENZELOVÁ, O.—KOZAKOVIČ, M.—MOTLÍKOVÁ, M., 1986: Orientačný prieskum v CMČ Bratislavy. Manuskript — archív IGHP Bratislava.

¹ Podľa rozboru kvartérnych terasových akumulácií je preukázaná aktivita zlomu II aj v mladšom období kvartéru (s amplitúdou asi 4 m, pozri obr. 2). (R. Halouzka — poznámka recenzenta.)

New knowledge of tectonic setting in central Bratislava (in marginal zone of the Danube Lowland)

Summary

Biostratigraphic investigations of sediments intersected by drillholes JRD-205, JRD-206, TS-29, TS-30, V-31 and V-36 provided new data on the tectonic setting between the Jelenia and Račianska Street in Bratislava. The presence of faults was inferred between the drillholes JRD-205 and JRD-206 as well as TS-29, TS-30 and V-31, V-36. The faults are part of the NE-SW trending fault system fringing the Malé Karpaty Mts.

The studied area was divided into three blocks characterized by different tectonic activity.

Both these faults were active during the Upper Miocene (Pontian) and the fault II between drillholes TS-29 and TS-30 on one side and V-31 and V-36 on the other side was active as a syndepositional fault in the Pontian.

The analysis of the position of Quaternary terrace deposits has proved that postdepositional activity of the fault II persisted until the Quaternary, the Quaternary vertical displacement being some 4 m (HALOUZKA).

Explanations to Figures

Fig. 1 Schematized tectonic setting in central Bratislava and drillhole location (after JIHLAVEC et al., 1989, modified)

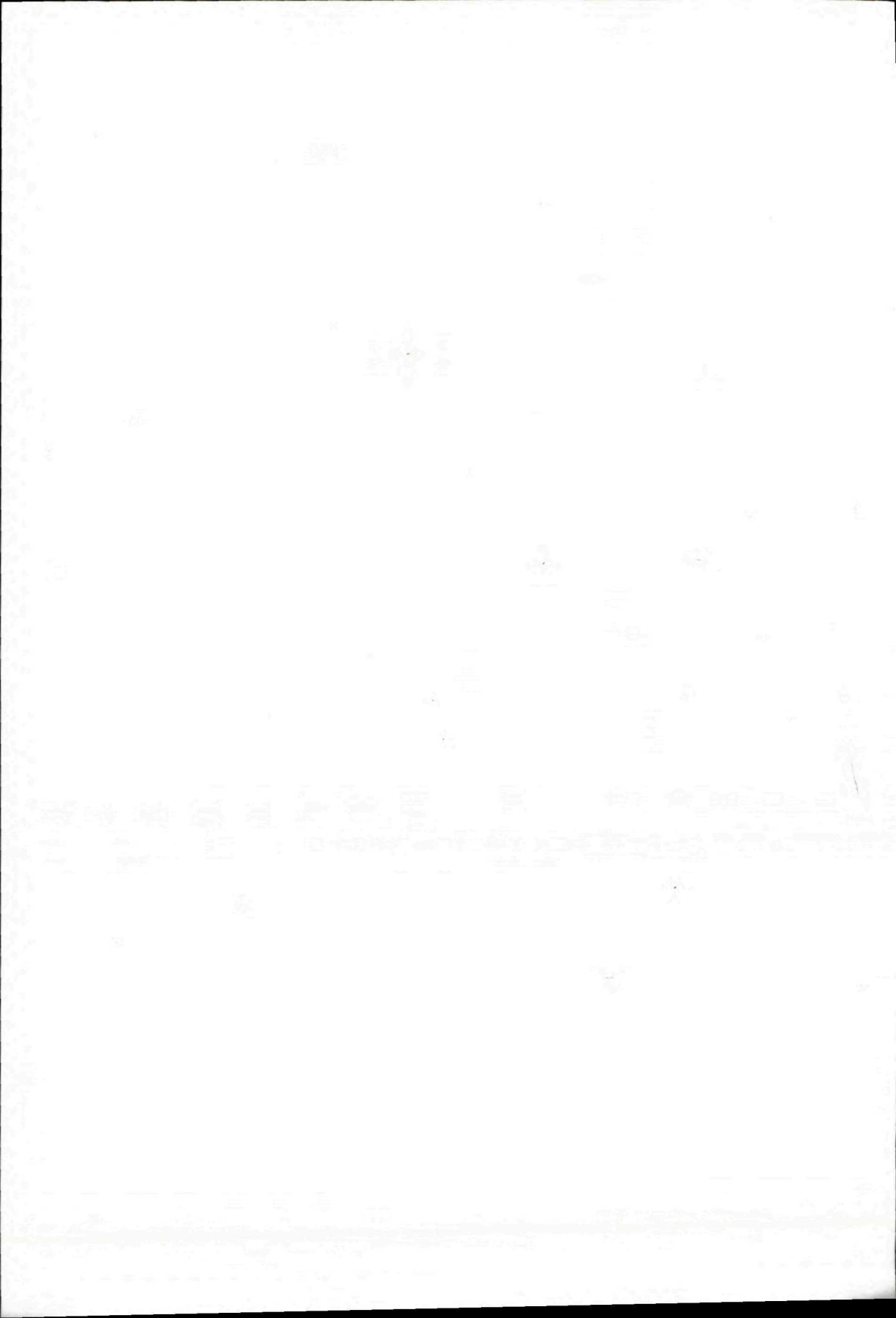
1 — granitoids, 2 — faults, 3 — drillholes, 4 — designations of tectonic blocks, 5 — street names a — Pionierska St., b — Jelenia St., c — Karpatská St., d — Mikovíniho St., e — Sibirska St., f — Námestie 1. mája Square.

Fig. 2 Geological section along line 1—1'

Quaternary: 1 — gravels; Neogene: 2 — clays, aleurites, 3 — sands, 4 — sandstones, 5 — late oligohaline brackish horizon, 6 — early oligohaline brackish horizon, 7 — lignites; Paleozoic: 8 — granitoids, 9 — faults

Fig. 3 Detailed rock sequence near fault I
a — in recent, b — after block 2 was uplifted along fault I

For explanations see Fig. 2, scale (vertical)



ALEXANDER NAGY—IVAN BARÁTH—ANNA ONDREJČKOVÁ

Karloveské vrstvy — marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy

2 obr., angl. resumé

Abstract. The active deals with definition of a new Sarmatian lithostratigraphic unit, which is called after Karlova Ves a part of Bratislava town. Sediments of the Karlova Ves Mb. represent marginal facies in the eastern margin of Vienna Basin. In basal part breccias, conglomerates and sands occur. Overlying beds represent coquina and oolitic limestones, lenses of *Nubecularia* and Bryozan/Serpulid limestones.

Karloveské vrstvy sú marginálnym vývojom sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. Sú pomenované podľa mestskej časti Bratislavy —Karlovej Vsi, na ktorej sz. okraji pokrývajú kótu Hrubý breh (obr. 1). Sedimenty sú v bazálnej časti proluviálneho pôvodu a postupne, v súvislosti s transgresiou sarmatského mora, smerom do nadložia prechádzajú do litorálnej fácie prílivových plôšín.

Bazálne proluviálne sedimenty sú charakterizované fluviatilno-terestrickými, zle triedenými brekciami, konglomerátmi a pieskami. Klastický materiál brekcií a konglomerátov je tvorený prevažne granitoidmi, spodnotriasovými kremencami a menej vápencami tatrika Malých Karpát. Žltosivé sľudnaté piesky sú drobnozrnné až stredozrnné, prevažne kremeť a často sú spevnené vápnitým tmelom do vrstevnatého vápnitého pieskovca (BUDAY et al., 1962).

Smerom do nadložia a čiastočne i laterálne tieto sedimenty prechádzajú do šikmo zvrstvených pieskov a pieskocov so sošovkami a vrst-



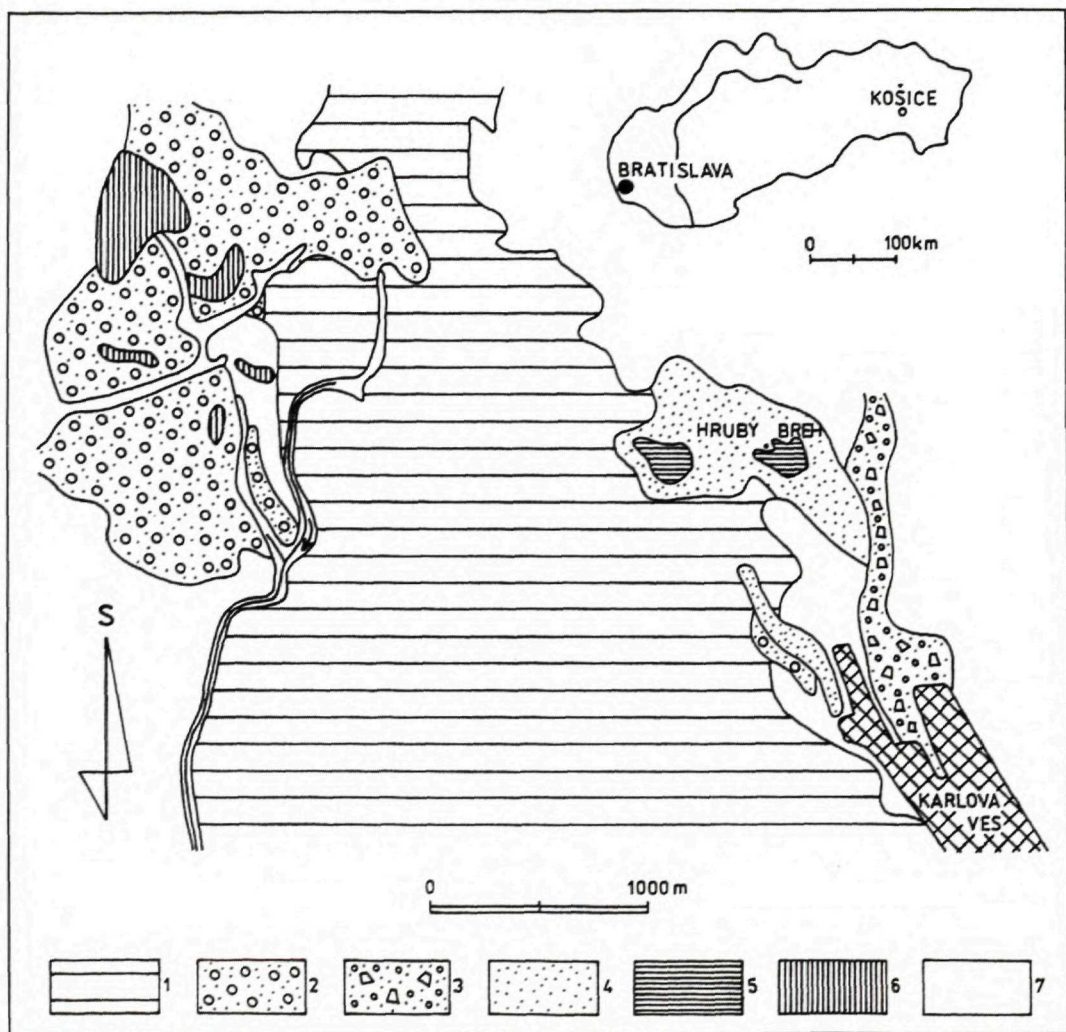
vami drobnozrnných, dobre opracovaných konglomerátov a piesčitých organodetritických vápencov (obr. 2). Piesky a pieskovce často obsahujú dutinky po vylúhovaných schránkach morských molúsk a miestami majú aj oolitický charakter. Konglomeráty sú často spevnené vápnitým tmelom, miestami aj organogénnym vápencom. Ich valúnový materiál je tvorený výlučne horninami blízkeho okolia, v spodnejších horizontoch prevažne granitoidmi, kremeňom, kremencami, menej metamorfity a mezozoickými karbonátmi, vo vrchnejších polohách sa zvyšuje obsah karbonátov.

Podľa MIŠÍKA et al. (1974) pieskovce prechádzajú do piesčitých lumachelových vápencov s hojnou faunou lastúrníkov *Cardium vindobonense vindobonense* (LASKAREV), *Macra vitaliana* (ORB.) *Modiolus incrassatus* (ORB.) atď., z gastropódov sú prítomné hlavne *Cerithium rubiginosum* (EICHW.). V niektorých polohách bielosivých lumachelových vápencov prevažuje

RNDr. A. NAGY, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

RNDr. I. BARÁTH, Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 81473 Bratislava

RNDr. A. ONDREJČKOVÁ, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

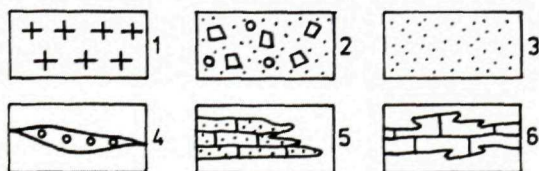
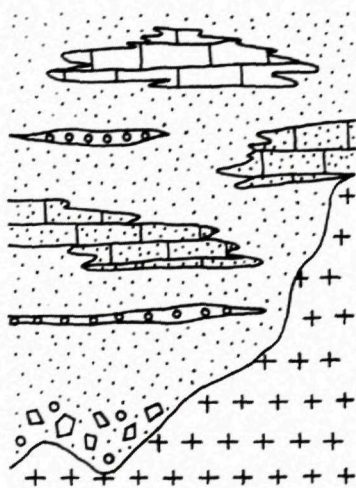


Obr. 1 Geologická mapa výskytu sarmatských sedimentov pri Karlovej Vsi

1 — predneogénne podložie, 2 — vrchný bádén — nečlenený, 3—6 sarmat, 3 — bazálne sedimenty, 4 — piesky, 5 — oolitické vápence, 6 — machovkovo-serpulové vápence, 7 — kvartér

monoasociácia lastúrníkov rodu *Irus* s druhom *Irus gregarius* (GOLDFUSS), ktoré sú charakteristické pre tidálne sedimenty (ONDREJČKOVÁ, 1987). V prevažujúcich lumachelových vápencoch sa vyskytujú polohy tidálnych oolitických vápencov s jadrami ooidov tvorenými prevažne kremitými pieskovými zrnami a úlomkami fauny. Tie sa miestami vyskytujú aj v priamom kontakte s granitoidným podložím (HRAŠKO et al., 1981). V karbonátovom slede sú prítomné aj šošovky nubekuláriových vápencov (KOUTEK, 1936) a machovkovo-serpulové bochníkovité rify (MIŠÍK et al., 1. c.).

Sedimenty karloveských vrstiev sú na východnom okraji Viedenskej panvy okrem stratotypovej oblasti na povrchu známe aj v úzkom pruhu medzi Prievalmi a Sološnicou, kde prevažujú piesky a pieskovec, menej je lumachelových a oolitických vápencov. Maximálna hrúbka vrstiev dosahuje 100—120 m.



Obr. 2 Litostratigrafická kolónka sarmatských sedimentov

1 — predneogénne podložie, 2 — bazálne sedimenty, 3 — piesky, 4 — konglomeráty, 5 — oolitické vápence, 6 — machovkovo-serpulové vápence

Karloveské vrstvy smerom do Viedenskej panvy pozvoľna prechádzajú do zelenosivých piesčitých vápenných ílov, ktoré VEITH (1943) a PAPP (1949, 1954) faunisticky pričleňujú predovšetkým k volhynu a časti besarábu. Podľa JIŘÍČKA a SENEŠA (in PAPP et al., 1974) k besarábu môže byť priradená aj vrchná časť vápencového sledu karloveských vrstiev.

Na základe prítomnosti druhov *Irus gregarius* (GOLDFUSS) a *Maetra vitaliana* (ORB.) predpokladáme však stratigrafický rozsah karloveských vrstiev v zónach D₂ a D₃ (JIŘÍČEK, 1972), porovnateľných so zónou s *Nonion „granosum“* v zmysle GRILLA (1943), resp. s vrchnosarmatskými vrchnými erviliovými vrstvami a macetrovými vrstvami v zmysle PAPP (1956), teda s východoparatetickým vrchným volhynom.

Literatúra

- BUDAY, T.—CAMBEL, B.—MAHEĽ, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Wien—Bratislava M-33-XXXV. M-33-XXXVI. Manuskript — Geofond, Bratislava, 122—151.
- GRILL, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten in Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsmats Bodenforsch (Wien), 6, 33—44.
- HRAŠKO, L.—BEZÁK, V.—KLINEC, A., 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Devínsky lom. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- JIŘÍČEK, R., 1972: Problém hranice sarmat/panón ve Viedeňské, Podunajské a Východoslovenské pánvi. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 4, 14.
- JIŘÍČEK, R.—SENEŠ, J., 1974: Die Entwicklung des Sarmats in den Becken der Westkarpaten in der ČSSR. In: A. PAPP, F. MARINESCU, J. SENEŠ: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän M5 Sarmatien. Bratislava, Veda, 77—84.
- KOUTEK, J., 1936: O nálezu nubekuláriových vápenců v ČSR. Brno, Příroda, 29.
- MIŠÍK, M.—GULIČKA, J.—URVICHAROVÁ, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. Bratislava, Obzor, 102.
- ONDREJČKOVÁ, A., 1987: Mäkkýšové asociácie zo západnej časti „Veľkej Bratislavy“ a ich biostratigrafická interpretácia. Manuskript — archív Geol. Ústav. D. Štúra, Bratislava.
- PAPP, A., 1949: Fauna und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Anz. Öst. Akad. Wiss., Wien.

PAPP, A., 1954: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitt. geol. Gesell. (Wien), 47.
PAPP, A., 1956: Fazies und Gliederung des Sarmats in Wiener Becken. Mitt. geol. Gesell. (Wien) 47.

VEITH, E., 1943: Zur Stratigraphie des Miozäns des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamtes Bodenforsch Wien, 6.

ALEXANDER NAGY—IVAN BARÁTH—ANNA ONDREJIČKOVÁ

Karlova Ves Member — Sarmatian marginal sediments on the eastern edge of the Vienna Basin

Summary

Detailed research of Neogene sequences needs a definition of a new lithostratigraphic unit of Sarmatian in the eastern margin of Vienna Basin. The unit is called after Karlova Ves — part of Bratislava town — Karlova Ves Mb. Karlova Ves Mb. represents in this part of Vienna Basin the marginal facies of Sarmatian. Basal part of the sediments is of proluvial origin. It consists of bad graded breccias, conglomerates and sands of fluvio-terrestrial origin. Their materil comes

from the pre-Neogene basement, built by granites, quartzites and a few carbonates. Overlying beds represent littoral facies of tidal flats. Here occur coquina limestones with plentiful mollusc fauna. Intercalations of tidal oolitic limestones, lenses of Nubecularia and Bryozoan-Serpulid limestones are also present. The thickness of Karlova Ves Mb. sediments is 100—200 m.

Explanations to Figures

Fig. 1 Schematic geological map of the sarmatian sediments near Karlova Ves

1 — pre-Neogene substratum, 2 — Upper Badenian — undifferentiated, 3—6 Sarmatian, 3 — basal sediments, 4 — sands, 5 — oolitic limestones, 6 — bryozoans-serpulid limestones, 7 — Quaternary

Fig. 2 Lithostratigraphic column of the sarmatian sediments

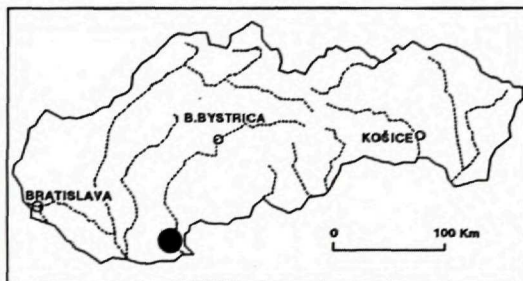
1 — pre-Neogene substratum, 2 — basal sediments, 3 — sands, 4 — conglomerates, 5 — oolitic limestones, 6 — bryozoans-serpulid limestones

ADRIENA ZLINSKÁ

Mikrofauna bádenu z okolia Malej nad Hronom (jv. časť podunajskej panvy)

3 obr., 8 fototab. (V—XII), angl. resumé

Abstract. Six lithologically analogous samples (clayey-sandy marls) were taken from different horizons of an exposure on the northern periphery of the village Malá nad Hronom, to study the foraminiferal microfauna. I have determined 68 species and subspecies of planktonic and benthonic foraminifers. In accordance with GRILL (1941) they indicate the Middle Badenian microbiozone *Spiroplectamina carinata*. The faunal composition evidences the deposition of the sequence in a normal marine environment in the range of the neritic area (50—200 m).

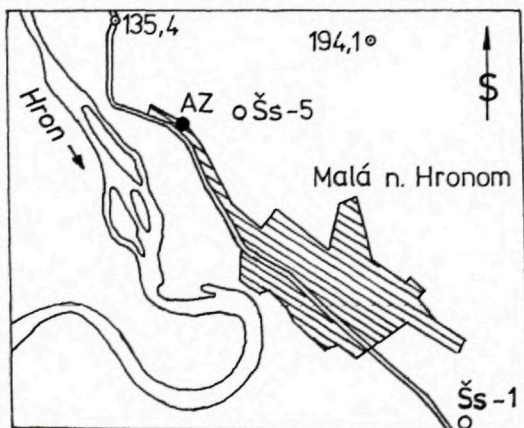


Úvod

Z niekoľko metrov mocného súvrstvia ílovitopiesčitých slieňov, ktoré vystupujú v odkryve na okraji obce Malá nad Hronom (obr. 1, 2), bolo na štúdium foraminiferovej mikrofauny odobraných 6 vzoriek. Získané foraminiferové asociácie sú autochtónne, bez znakov redepozície. Tvoria ich prevažne vápny bentos, planktón a aglutinované formy sú zastúpené v menšom počte.

Prehľad doterajších paleontologických štúdií okolia

V rámci komplexného výskumu terciéru generálnej mapy listu Nové Zámky boli mikrofaunisticky a palynologicky študované vzorky z vrtu Sš-1 lokalizovaného na JJV od obce Malá nad Hronom a z vrtu Sš-5, ktorý je na jej s. okraji (obr. 1).



Obr. 1 Lokalizácia študovaného odkryvu (AZ) a vrtov Sš-1 a Sš-5

Z piesčito-slienitých vrstiev vrtu Sš-5, nachádzajúcich sa v podloží 10 m mocného kvartéru, určila LEHOTAYOVÁ (1960) foraminifery zóny aglutinancii, ktoré kladie na bázu vrchného bádenu. Ako časté a veľmi hojné uvádza nasledujúce druhy: *Bolivinopsis carinata* (ORB.), *Bulimina elongata* ORB., *Pullenia sphaeroides* (ORB.), *Cibicides pseudoungerianus* (CUSH.), *Globigerina bulloides* ORB., *Orbulina suturalis* BROENN., *Globorotalia* cf. *scitula* (BRADY) a *Asterigerinata planorbis* ORB.

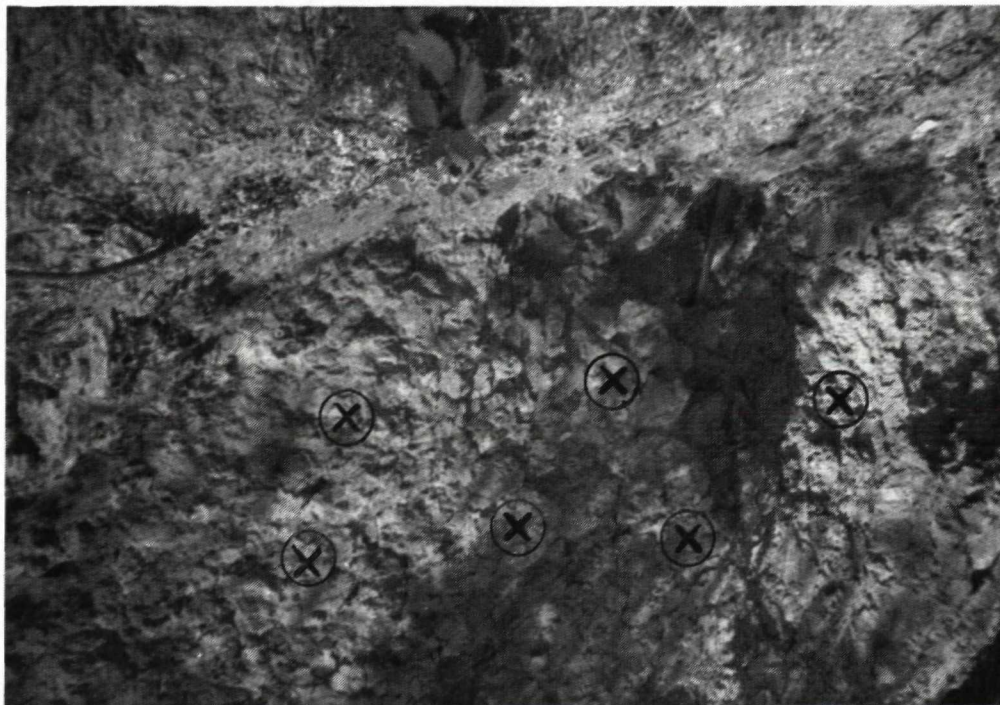
Z palynologických štúdií sedimentov z vrtov Sš-1, 5 (Malá nad Hronom), Sš-7 (Chľaba) a Sš-9 (Salka) uvádza SNOPOKOVÁ (1961), že v peľových spektrách bádenského súvrstvia prevládajú peľové zrná ihličnatých rastlín nad krytosemennými. Z ihličnatých rastlín sú značne rozšírené peľové zrná so vzdušnými vakmi, najmä *Pinus*. Pribúda aj peľových zrn vlhkomilných rodov a čeľadí (*Alnus*, *Taxodiaceae*). Peľové spektrá bádenu poukazujú na mierne ochladenie klímy, čo sa prejavilo najmä percentuál-

ným poklesom teplomilných rodov a čeľadí a pribúdaním rastlinných prvkov typických pre miernu klímu (rody *Betula*, *Alnus*, *Juglans* a pod.).

Z celkového charakteru rastlinných spoločenstiev a menšieho zastúpenia teplomilných prvkov SNOPOKOVÁ (1. c.) predpokladá, že podnebie bolo subtropické s rastlinnými prvkami mierneho podnebia.

Mikrofaunistická charakteristika vzoriek

Z rôznych obzorov odkryvu bolo odobraných 6 vzoriek, ktoré sú litologicky a mikrofaunisticke zhodné. Z organických zvyškov okrem bohatej fauny foraminifer sa v nich nachádzali ostne a artikulačné bradavky ježoviek, veľmi vzácné krehké lastúrky ostrakódov a ich úlomkov. Celkove bolo determinovaných 68 druhov a poddruhov foraminifer, ktoré podľa systému LOEBLICH—TAPPANOVEJ (1988) patria do 30 čeľadí. Sú to:



Obr. 2 Odkryv slieňov s miestami odberu vzoriek

Spiroplectinella carinata (ORB.)
Martinottiella communis (ORB.)
Bigenerina agglutinans ORB.
Textularia deperdita ORB.
Textularia gramen ORB.
Sinuloculina consobrina (ORB.)
Spirosigmoilina tenuis (CZJZ.)
Sigmoilopsis foeda (RSS.)
Lenticulina cultrata (MONT.)
Lenticulina inornata (ORB.)
Lagenonodosaria sp.
Lagena hexagona (WILLIAMSON)
Guttulina communis ORB.
Fissurina sp. (cf. *F. marginata* MONTAGU)
Ceratocancris haueri (ORB.)
Hoeglundina elegans (ORB.)
Globoquadrina dehiscens (CHAP., PARR-COLL.)
Globigerina apertura CUSH.
Globigerina concinna RSS.
Globigerina druryi AKERS
Globigerina cf. *falconensis* BLOW
Globigerina obesa (BOLLI)
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina regularis ORB.
Globigerinoides sp. (cf. *G. altiapertura* BOLLI)
Globigerinoides irregularis LE ROY
Globigerinoides quadrilobatus (ORB.)
Globigerinoides subsaculifer CITA—PREMOLI
 SILVA—ROSSI
Globigerinoides trilobus (RSS.)
Orbulina suturalis (BROENN.)
Bolivina dilatata dilatata RSS.
Bolivina dilatata maxima C.-Z.
Bolivina ex gr. plicatella CUSH.
Cassidulina laevigata ORB.
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Bulimina aculeata ORB.
Bulimina costata (ORB.)
Bulimina elongata ORB.
Bulimina striata striata ORB.
Praeglobobulimina ovula (ORB.)
Praeglobobulimina pupoides (ORB.)
Praeglobobulimina pyrula (ORB.)
Uvigerina semiornata semiornata ORB.
Uvigerina semiornata brunensis KARRER
Uvigerina venusta liesingensis TOULA
Uvigerina venusta venusta FRANZ.
Angulogerina angulosa (WILLIAMSON)
Reussella spinulosa (RSS.)
Pappina bononiensis compressa (CUSH.)

Fursenkoina acuta (ORB.)
Stilostomella advena (CUSH.—LAIM.)
Cancris auriculus (F.—M.)
Valvulineria complanata (ORB.)
Rosalina obtusa ORB.
Lobatula lobatula (W.—J.)
Asterigerinata planorbis (ORB.)
Nonion commune (ORB.)
Melonis pompilioides (F.—M.)
Pullenia bulloides (ORB.)
Allomorpha sp.
Oridorsalis umbonatus (RSS.)
Heterolepa dutemplei (ORB.)
Hansenisca soldanii (ORB.)
Ammonia beccarii (L.)
Porosonion granosum (ORB.)
Elphidium aculeatum (ORB.)
Elphidium fichtelianum (ORB.)
Elphidium macellum (F.—M.).

Ziskaná mikrofaua v zmysle členenia GRILLA (1941) indikuje zónu stredného bádenu *Spiroplectammina carinata* (= *Spiroplectinella*), ktorá sa nazýva aj zónou aglutinancii. Poukazuje na to prítomnosť taxónov, ako napr.: *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR—COLL.), *Globigerina obesa* (BOLLI), *Ceratocancris haueri* (ORB.), *Uvigerina semiornata semiornata* ORB., *Pappina bononiensis compressa* (CUSH.), ktoré sa v centrálnej Paratetýde vyskytujú po vielič, a zástupcovia aglutinovaných rodov: *Spiroplectinella*, *Textularia*, *Martinottiella*, *Sigmoilopsis* a *Bigenerina*. Absentuje tu typicky spodnobádenský a vrchnobádenský planktón: *Globigerinoides bisphaericus* TODD, *Globigerina woodi woodi* JENK., *Praeorbulina glomerata* (BLOW) a *Velapertina indigena* (LUCZKOWSKA). Podobne nebola zaznamenaná ani prítomnosť bentosu indexových fosílií moravu a kosova, napr.: *Vaginulina legumen* (L.), *Uvigerina macrocarinata* P.—T. a *Pavonitina styriaca* SCHUBERT.

Vo foraminiferevej asociácii má prevahu bentos nad planktónom. Veľmi hojně zastúpenie v rámci vápnných bentonických foraminifer majú euryoxybiontné rody (hlavne *Uvigerina*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Praeglobobulimina*). Pre tieto spoločenstvá je typická tolerancia k zníženiu obsahu kyslíka a salinity. Nepatrné zastúpenie majú aglutinované foraminifery. Častý je len

výskyt druhu *Spiroplectinella carinata* (ORB.), ktorý ako jeden z mála aglutinovaných foriem žije v podmienkach zhodných pre vápnitý bentos.

Zo zloženia fauny vyplýva, že súvrstvie sedimentovalo v normálne morskom prostredí v hĺbkovom rozpätí neritika (50—200 m).

Foraminiferové asociácie z Malej nad Hronom sú svojím zložením najviac korelovateľné s asociáciami stredného bádenu neďalekého vrtu K-5 fáciostatotypovej lokality Salka (13 až 108 m). V nami študovanom materiáli však

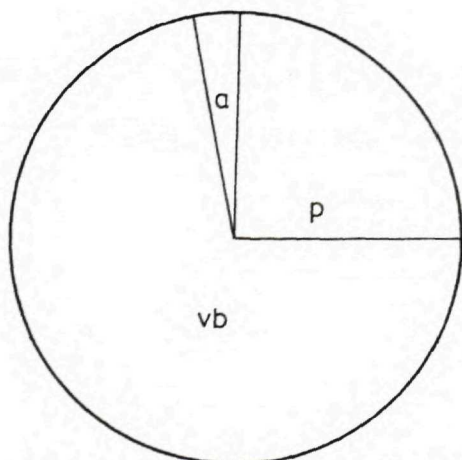
absentuje rod *Pseudotriplasia*, ale zastúpenie čeladi *Buliminidae*, *Uvigerinidae* a *Globigerinidae* je väčšie.

Kvantitatívne vyhodnotenie foraminifer

Pri kvantitatívnom vyhodnotení sme sa zamerali na pomer bentosu (aglutinovaných a vápnitých foriem) a planktónu. Šesť študovaných vzoriek poskytlo spolu 3 687 exemplárov foraminifer. Ich zloženie je nasledujúce:

Tab. 1

Č. vzorky	Bentos (ks)		Planktón (ks)	Spolu
	aglutinované formy	vápnité formy		
1	8	766	77	851
2	13	150	67	230
3	14	513	299	826
4	18	393	213	624
5	39	488	85	612
6	24	341	179	544
Spolu	116	2 651	920	3 687
v %	3,15	71,9	24,95	



Obr. 3 Grafické znázornenie pomeru planktonických a bentonických foraminifer

Celkový charakter foraminiferovej tanatoceonózy znázorňuje kruhový diagram na obr. 3, kde a = aglutinované formy, vb = vápnitý bentos, p = planktón.

Záver

Z uvedeného štúdia možno zhrnúť nasledovné závery:

1. z ílovito-piesčitých slieňov bolo určených 68 druhov a poddruhov bentonických a planktonických foraminifer, ktoré podľa systému foraminifer LOEBLICH—TAPPANOVEJ (1988) patria k 30 čeladiam;

2. zistené foraminifery potvrdili bádenský vek sedimentov a v rámci trojdielneho členenia zodpovedajú jeho strednej časti, zóne *Spiroplectammina carinata* (GRILL, 1941), resp.

mikrobiozóna neogénu centrálnej Paratetýdy CPN-8 (CÍCHA et al., 1975) *Globigerina druryi*-*Globigerina decoraperta*;

3. prevahu má vápnitý bentos nad planktónom;

4. z paleoekologického hľadiska sa liene ukládali v sedimentačnom priestore neritika s normálnou salinitou.

Literatúra

CÍCHA, I. et al., 1975: Biozonal division of the Upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians, Geol. Surv. (Praha), 1—147.

GRILL, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen, Öl u. Kohle (Berlin), 37, 595—602.

LEHOTAYOVÁ, R., 1960: Neogénna mikrofauna z ob-

lasti Štúrova (spracovaná k listu generálnej mapy Nové Zámky L-34/I). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

LOEBLICH, A. R.—TAPPAN, H., 1988: Foraminiferal genera and their Classification. New York, Van Nostrand Reinhold Company, 1—970 s.

SNOPKOVÁ, P., 1961: Palynologický výskum neogénnych sedimentov z okolia Štúrova, Nových Zámkov a Považia. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 23, 217—231.

ADRIENA ZLINSKÁ

Badenian microfauna from the Malá nad Hronom area (southeastern Danube Lowland)

Summary

The studies focused on autochthonous foraminifer assemblages from clayey-sandy marls exposed on the northern outskirts of the village Malá nad Hronom. 68 foraminifer species and subspecies were identified. According to the system put forward by Loeblich—Tappan (1988) the finds fall into 30 families. Accord-

ing to Grill's division (1941), the microfauna indicates the Middle Badenian zone *Spiroplectamina* (= *Spiroplectinella*) *carinata*. The marl formation was laid down in a marine neritic environment of normal salinity.

Explanations to Figures

Fig. 1 Location of studied outcrop (AZ) and drillholes Sš-1 and Sš-5

Fig. 2 Marl outcrop with marked points of sampling

Fig. 3 Graphic illustration of planktonic/benthic-foraminifer ratio

Explanations to Phototables V—XII

Photos made by a JSM-840 electron scanning microscope.

Operator: K. Horák. The bar length by all specimens is 100 µm.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám V—XII

Tab. V

1—2 *Spiroplectinella carinata* (ORB.)

3—4 *Textularia deperdita* ORB.

5 *Sigmoilopsis foeda* (RSS.)

6 *Spirosigmollina tenuis* (CZJZ.)

7 *Sinuloculina consobrina* (ORB.)

8 *Lenticulina cultrata* (MONT.)

9 *Bolivina dilatata* RSS.

Tab. VI

1—3 *Bolivina dilatata* RSS.

4—6 *Bulimina elongata* ORB.

7—9 *Bulimina aculeata* ORB.

Tab. VII

- 1—4 *Praeglobobulimina pupoides* (ORB.)
- 5—6 *Praeglobobulimina ovula* (ORB.)
- 7 *Praeglobobulimina pyrula* (ORB.)
- 8 *Bulimina costata* (ORB.)
- 9 *Bulimina striata striata* ORB.

Tab. VIII

- 1 *Globigerina praebulloides* BLOW
- 2—3 *Globigerina* cf. *falconensis* BLOW
- 4 *Globigerinoides* sp. (cf. *G. altiapertura* BOLLI)
- 5 *Globigerina apertura* CUSH.
- 6 *Globigerina regularis* ORB.
- 7 *Globigerina concinna* RSS.
- 8—9 *Globigerina obesa* (BOLLI)

Tab. IX

- 1 *Orbulina suturalis* (BROENN.)
- 2 *Globoquadrina dehiscens* (CHAP., PARR—COLL.)
- 3 *Globigerinoides subsaculifer* CITA—PREMOLI SILVA—ROSSI
- 4—5 *Globigerinoides trilobus* (RSS.)
- 6 *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA
- 7—9 *Uvigerina semiornata semiornata* ORB.

Tab. X

- 1 *Cancris auriculus* (F.—M.)
- 2—3 *Ceratocancris haueri* (ORB.)
- 4 *Globocassidulina subglobosa* (BRADY)
- 5—6 *Oridorsalis umbonatus* (RSS.)
- 7 *Lagenonodosaria* sp.
- 8 *Fursenkoina acuta* (ORB.)
- 9—10 *Nonion commune* (ORB.)

Tab. XI

- 1 *Elphidium macellum* (F.—M.)
- 2 *Porosonion granosum* (ORB.)
- 3 *Elphidium fichtelianum* (ORB.)
- 4 *Elphidium aculeatum* (ORB.)
- 5—6 *Asterigerinata planorbis* (ORB.)
- 7—9 *Heterolepa dutemplei* (ORB.)

Tab. XII

- 1—2 *Valvulineria complanata* (ORB.)
- 3 *Pullenia bulloides* (ORB.)
- 4—5 *Lobatula lobatula* (W.—J.)
- 6 *Melonis pompilioides* (F.—M.)
- 7—9 *Hansenisca soldanii* (ORB.)

Snímky sú zhotovené elektrónovým riadkovacím mikroskopom JSM-840, operátor K. Horák, dĺžka úsečky u všetkých exemplárov zodpovedá 100 µm.

DIONÝZ VASS—KATARÍNA ŠUTOVSKÁ—STANISLAV KAROLI—JURAJ JANOČKO

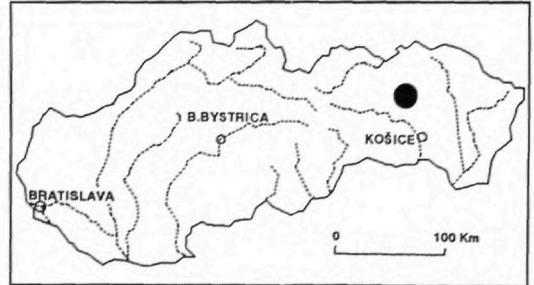
Bielopotocké súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu v prešovskej kotline

2 obr., angl. resumé

Abstract. Hydrogeologic well HGP-9 located near by the motorway near the village of Petrovany proved the existence of an elevated block on the western margin of the Prešov Depression. Lower Miocene sediments except basal clastics of the Prešov Formation Eggenburgian age were removed from the block by erosion. The Miocene here is underlain by the Biely Potok formation of the Central Carpathian Paleogene. Calcareous nannoflora suggests that its upper part is of Kiscelian age (zone NP 24), whereas Eggerian age (Zone NP 25) is less probable.

Hydrogeologický vrt HGP-9 bol hĺbený pri diaľničnom odpočívadle medzi Prešovom a Košicami v chatári obce Petrovany v prešovskej kotline (obr. 1). Bol to vrt s plným jadrom. Správa diaľnic, firma, pre ktorú bol vrt hĺbený, umožnila prístup k vrtným jadrám a odobrať vzorky na mikropaleontologické štúdium, za čo autori vyslovujú poďakovanie.

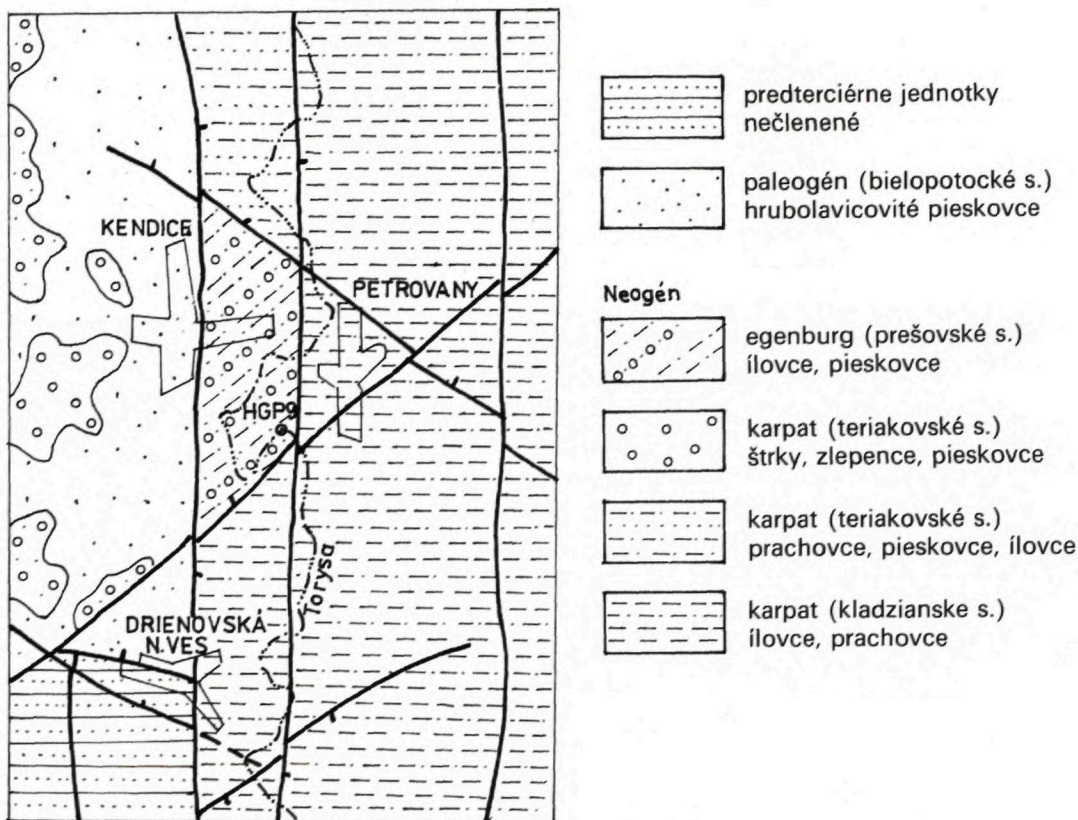
Vrt bol hĺbený v oblasti, ktorá podľa regionálne-geologického členenia prináleží Prešovskej kotline, a tá je súčasťou vyššej regionálnej jednotky trebišovskej čiastkovej panvy. Vrt HGP-9 sa nachádza na sz. okraji oboch týchto jednotiek. V okolí vystupujú k povrchu — zväčša zakryté kvartérom — sedimenty spodného miocénu (obr. 1). Pôvodne sme vrtu venovali pozornosť v nádeji, že poskytne vhodný materiál na štúdium biostratigrafického rozsahu prešovského súvrstvia a pomôže riešiť problematiku prítomnosti otnangu, ktorý sa dopy-



siať vo východoslovenskej panve nepodarilo dokázať. Tento predpoklad sa však nesplnil. Vrt overil len relikt prešovského súvrstvia krátky zhora eróziou s tektonicky (normálnym zlomom) redukovanou bazálnou časťou súvrstvia. Vrt však priniesol pozoruhodný výsledok, keď vnikol do bielopotockého súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu. Biostratigrafickým výskumom vzoriek vrtného jadra sa zistilo, že vrchná časť súvrstvia vekovo zodpovedá kiscelu, prípadne aj egeru.

Stručný litologický opis jadra (obr. 2): prevrtnaný profil sedimentov možno rozčleniť na dve časti. Vrchná, menšia časť (profil vrtu od 9,60 do 43,2 m) predstavuje relikt prešovského súvrstvia egenburského veku ako súčasť výplne východoslovenskej panvy. Spodnú, prevažujúcu časť prevrtnaného profilu (43,20—369,2 m) možno stotožniť s bielopotockým súvrstvom centrálnokarpatského paleogénu, ktorý predstavuje podložie východoslovenskej panvy.

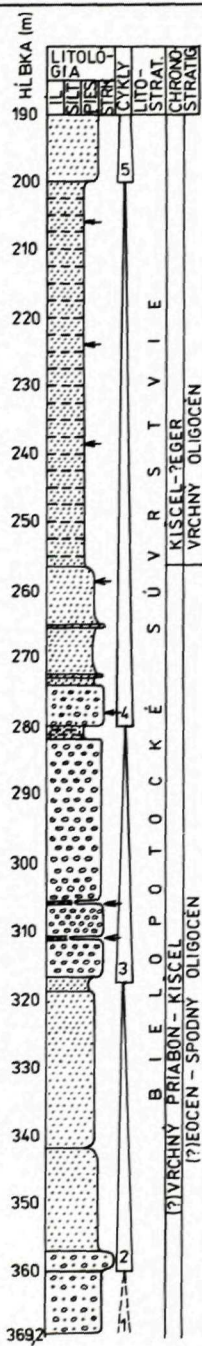
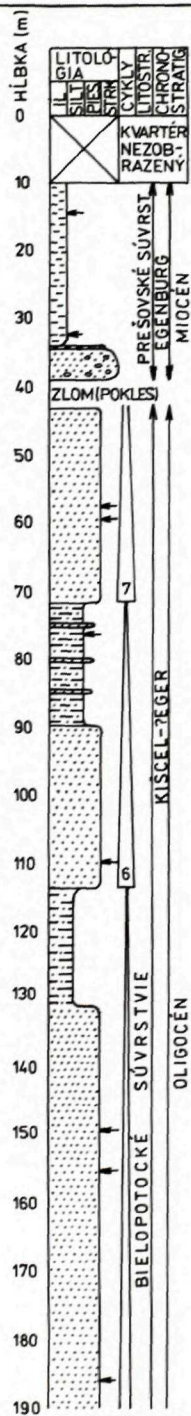
RNDr. D. VASS, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava
RNDr. K. ŠUTOVSKÁ (HOLCOVÁ), Katedra paleontologie Přírodovědecké fakulty University Karlovy, Albertov 6, 12843 Praha, Česká republika
RNDr. S. KAROLI, Ing. J. JANOČKO, Geologický ústav Dionýza Štúra, Werferova 1, 040 11 Košice



Obr. 1 Geologická mapa 1:50 000 podľa KALIČIAKA et al., 1991, odkrytá a upravená

Prešovské súvrstvie je vo vrte tvorené na báze sivým ílovitým pieskovcom s valúnmi do 3 cm, vyššie je poloha s väčšími valúnmi. Ich spodná časť bola pravdepodobne redukovaná zlomom. Redukované bazálne vrstvy prešovského súvrstvia sú hrubé 4,30 m. Nad nimi leží súbor sivých piesčitých vápnnitých ílovcov s hrúbkou 27,8 m s morskou mikrofaunou a vápnnitou nanoflórou. Sedimenty predstavujú zrejme časť morského sedimentačného cyklu. Bazálne vrstvy s náznakom trendu k zväčšovaniu klastov smerom nahor mohli vzniknúť v prostredí malých výplavových kužeľov (?), progradujúcich od pobrežia do mora; je však možné, že predstavujú aj bazálne transgresívne klastiká. Piesčité íly a íly v ich nadloží sú sedimentmi kulminujúcej transgresie. Svedčia

o prehĺbení morského prostredia so stabilnejším režimom subsidencie a sedimentácie. Spoločenstvá foraminifer sú bohaté a majú spodnomiocénny charakter (tab. 1). Prevládajú v nich druhy *Florilus communis* (ORB.), *Fursekoina schreibersiana* (CZJZ.), zo stratigraficky významnejších *Lenticulina calcar* (L.), *Marginulina fragaria* (GUMB.), *Bolivina fastigia* (CUSHM.), *B. plicatella* (CUSHM.), *Elphidium subangulatum* (EGG.), ktorých spoločný výskyt podľa CICHU et al. (1983) indikuje vek egenburg — spodný otnang. Spoločenstvá poukazujú na sublitorálne (hĺbka do 100 m), dobre vetrané, stabilné morské prostredie, ktoré svojím charakterom zodpovedá vyššej časti egenburgu z tejto oblasti popísanej BRZOBOHATÝM (1988). V spoločnostiach vápnnitého nanoplanktónu (tab. 2) pre-



← MIESTO ODBERU
MIKROPALEONT.
VZORKY

Obr. 2 Schematický profil vrtu HGP-9

Tab. 1 — pokrač.

	Hĺbka odberu vzoriek																	
	311,0	306,1	278,8	258,4	238,6	224,0	206,2	186,9	171,0	148,1	130,8	110,2	99,4	76,4	57,3	32,6	14,3	
<i>B. plicatella</i> CUSH.																		+
<i>Stillostomella</i> sp.																	+	+
<i>Bulimina elongata</i> ORB.																	+	+
<i>Praeglobbulimina pupoides</i> ORB.																	+	+
<i>P. striata</i> ORB.																		+
<i>Trifarina bradayi</i> CUSH.																		+
<i>Siphonina reticulata</i> (CZJZ.)																	+	
<i>Valvulineria complanata</i> (ORB.)																	+	+
<i>Ammonia becarii</i> (L.)																	+	+
<i>Elphidium macellum</i> (F. ET M.)																	+	
<i>E. subangulatum</i> (EGG.)																		+
<i>Globigerina praebulloides</i> Blow																	+	+
<i>Cibicides lobatulus</i> (W. et J.)																		+
<i>Fursekoina schreibersiana</i> (CZJZ.)																	+	+
<i>Florilus boueanus</i> (ORB.)																	+	+
<i>Cibicoides ungerianus</i> (ORB.)																	+	+
<i>Hanzawaia boueana</i> (ORB.)																		+
<i>Heterolepa dutemplei</i> (ORB.)																	+	+

Tab. 2 Zoznam druhov vápnitého nanoplanktónu z vrtu HGP-9

	Hĺbka odberu vzoriek														Stratigrafické rozpätie			
	311,0	306,1	278,8	258,4	238,6	224,0	206,2	186,9	171,0	148,9	120,8	110,2	76,4	59,4		57,3	32,6	14,3
<i>Coccolithus ex gr. pelagicus</i> (WALICH) SCHILLER	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY	+	+		+			+	+	+	+	+			+		+		
<i>C. abisectus</i> (MULLER) BUKRY						+				+						+	+	NP 23-NN 1
drobná <i>Reticulofenestra</i> sp.	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Reticulofenestra bisecta</i> HAY, MOHLER et WAY		+		+	+	+	+	+	+	+	+						+	NP 17-NN 1
<i>R. daviesii</i> (HAO) HAO	+	+		+		+	+	+	+	+								od NP 16
<i>R. lockeri</i> MULLER							+	+	+	+			+				+	NP 23—25
<i>R. umbilica</i> (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI								+			+		+	+		+		NP 16—22
<i>Pontosphaera multipora</i> (KAMPTNER) ROTH	+	+		+		+		+	+	+	+						+	
<i>P. enormis</i> LOCKER								+		+								NP 25
<i>Discolithina latelliptica</i> BÁLDI-BÉKE								+							+		+	do NP 25
<i>Helicosphaera recta</i> (HAQ) MARTINI					+		cf. +											NP 24—25
<i>Cyclococcolithus rotula</i> (KAMPTNER) KAMPTNER						+							+	+				
<i>Discoaster barbadoensis</i> TAN								+										
<i>D. deflandrei</i> BRAMLETTE et RIEDEL																+	+	
<i>D. tani nodifer</i> BRAMLETTE et RIEDEL														+				

Tab. 2 — pokrač.

	Hĺbka odberu vzoriek														Stratigrafické rozpätie			
	311,0	306,1	278,8	258,4	238,6	224,0	206,2	186,9	171,0	148,9	120,8	110,2	76,4	59,4		57,3	32,6	14,3
<i>Hayaster perplexus</i> (BRAMLETTE et RIEDEL) BUKRY															+			vrchný oligocén
<i>Sphenolithus cf. distentus</i> (MARTINI) BRAML. et WILC.															+			NP 23—24
<i>S. moriformis</i> (BRONNIMANN et STRADNER) BRAML. et WILC.							+	+		+	+				+		+	
<i>Eiffellithus</i> sp.								+					+					
<i>Sphenolithus radians</i> DEFLANDRE															+			NP 11—16 — redep.
<i>Zyghrablithus bijugatus</i> DEFLANDRE			+					+	+		+			+				do NN 1
<i>Chiasmolithus</i> sp.																	+	
<i>Thoracosphaera</i> sp.			+															
<i>Helicosphaera carteri</i> (WALLICH) KAMPTNER																	+	NP 25
<i>H. scissura</i> MILLER																	+	NN 2—NN 4
<i>Watznaueria</i> sp.									+	+	+	+			+		+	redepozície
<i>Arkhangelskiella</i> sp.									+									
<i>Micula</i> sp.												+		+	+			krieda

* Morfotypy vyskytujúce sa v študovanom materiáli sú známe len zo spodného miocénu

vládajú redeponované kriedové, eocénne a oligocénne druhy. Zo spodnomiocénnych druhov sa zriedkavo vyskytuje miocénny morfológ *Helicospaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *Helicospaera scissura* MILLER, ktorej stratigrafický rozsah je NN 2 až NN 4, čiže egenburg až karpát. Druh je bežný najmä v egenburgu. Aj neprítomnosť indexového druhu zóny NN 3 *Sphenolithus belemnos* BRAMLETTE et WILC., ktorá sa bežne vyskytuje v otnangu Bánovskej kotliny, dobrovodskej depresie či juhoslovenskej panvy (VASS et al., 1987), ale najmä v oblasti Ukrajinských Karpát (ANDREJEVA—GRIGORJEVIČ et al., 1986), môže svedčiť skôr o egenburskom veku sedimentov. Z paleoekologického hľadiska neprítomnosť planktonických foraminifer a zriedkavá prítomnosť vápnitého nanoplanktónu svedčí o pôsobení stresového faktora vo vrchnej časti vodného stĺpca. Domnievame sa, že mohol mať čiastočne zníženú salinitu v dôsledku prítoku kontinentálnych vôd.

Bielopotocké súvrstvie je tvorené sivými stredozrnnými a jemnozrnnými pieskovicami, rozpadavými pieskovicami. Polohy či vrstvy zlepenecov umožňujú rozdeliť spodnú časť bielopotockého súvrstvia na 7 nahor sa zjemňujúcich cyklov (obr. 3). Z najstaršieho cyklu vo vrte HGP-9 je prevrtaná iba jeho vrchná časť od počvy vrtu do hĺbky 359,7 m. Sú to pieskovce a mirkokonglomeráty. Ďalší cyklus sa začína v hĺbke 359,7 m stredozrnnými zlepencami, ktoré smerom nahor vystriedajú najprv hrubozrnný, vyššie jemnozrnný pieskovec. Vyšší cyklus sa začína v hĺbke 316,8 m polohou drobnozrnných zlepenecov, hrubou 34 m. Na nej leží jemnozrnnější pieskovec, hrubý iba 2,7 m, s polohami ílovca/siltovca. Ďalší cyklus sa začína v hĺbke 279,9 m lavicou drobnozrnného zlepenca, hrubou okolo 5 m. Zlepenec prechádza do pieskovca s polohami drobnozrnných zlepenecov. Vyššie leží takmer 57 m hrubá poloha jemnozrnného pieskovca až siltovca s polohami tmavých ílovcov.

Zlepenca a mikrozelepenca z opísaných cyklov sú tvorené prevažne valúnmi mezozoických karbonátov. Smerom do nadložia sa hrúbka lavíc zlepenecov znižuje, až úplne vymiznú.

Vo vrchnej časti bielopotockého súvrstvia možno rozlíšiť tri ďalšie sedimentárne cykly

pieskovca prechádzajúceho do jemnozrnného pieskovca až siltovca. Najvyšší cyklus je neúplný, krátky tektonicky, a tvorí ho jemnozrnný až stredozrnný pieskovec.

Litologický vývoj bielopotockého súvrstvia poukazuje na zmenšovanie zrna klastického materiálu smerom nahor, a to tak vnútri jednotlivých cyklov, ako aj v celom prevrtanom profile súvrstvia. Keďže prítomnosť morskej fauny v súvrství jednoznačne svedčí o morskom prostredí vzniku, možno uvažovať, že ide o cykly vzniknuté na transgresívnom pobreží (ELLIOTT, 1978). Štúdium organických zvyškov ukazuje, že vrchná časť súvrstvia vznikla síce v príbrežnom morskom prostredí, ale so snižujúcim obsahom kyslíka (pyritizované schránky bolívín, bulimín a globigerín), čo hovorí o obmedzenej cirkulácii pridných vôd.

Bielopotocké súvrstvie obsahuje morskú mikrofaunu a vápnitú nanofloru (tab. 1 a 2). Najspodnejšia, najhrubozrnnější časť prevrtaného profilu nebola vzorkovaná na účely biostratigrafie. Vyššia časť profilu, a to v intervale od 258,4 do 311,0 m, obsahuje chudobné spoločenstvá vápnitej nanoflóry, v ktorom boli identifikované druhy: *Coccolithus* ex gr. *pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER et WADE) ROTH, *R. daviesi* (HAQ) HAQ, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) MARTINI, *Zygrabliothus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE, *Thoracosphaera* sp. Ide o druhy, ktoré sa môžu spoločne vyskytovať od stredného eocénu až do neogénu, prinajmenšom do nanoplanktónovej zóny NN 1. Táto časť bielopotockého súvrstvia býva väčšinou datovaná pomocou foraminifer (napr. SAMUEL, in ANDRUSOV—SAMUEL, 1983; SAMUEL, 1990), ktoré však v našom profile v tejto polohe chýbajú. Celkové zloženie spoločenstiev, ich chudobnosť, nízka diverzita a neprítomnosť indexových fosílií eocénnych, prípadne spodnooligocénnych (NN 22) zón, ako aj zón vyšších (NP 24), by mohlo byť charakteristické pre zónu NP 23. Podobné spoločenstvá tejto zóny uvádza napr. BUBÍK (1989), JURÁŠOVÁ in STRÁNÍK et al. (1981) z podslezskej jednotky ANDREJEVA—GRIGORJEVIČ et al. (1986) z menilitových vrstiev Ukrajinských Karpát, ale najmä BYSTRICKÁ (1990) z Turčianskej kotliny, kde podobne nie

sú sprevádzané foraminiferami. Prostredie vzniku tejto polohy je na základe zriedkavých zvyškov ťažko určiteľné. Na základe sedimentologického štúdia môžeme za stresový faktor, ktorý zabráňoval rozvoju organizmov, pokladať hojný prínos detritického materiálu. Druhy *Zyghrablihus bijugatus* a *Pontosphaera multipora* indikujú príbrežné prostredie.

Vo vrchnej časti súvrstvia (43,0—257,0 m) od vzorky z hĺbky 235,6 m vyššie sa postupne začínajú objavovať spoločenstvá vápňitého nanoplanktónu obsahujúce druhy, ktorých spoločný výskyt je typický pre zóny NP 24 až NP 25: *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER) BUKRY, *Reticulofenestra lockeri* MULLER. *Pontosphaera enormis* (LOCKER), *Discolithina latelliptica* BÁLDI-BÉKE. *Helicosphaera recta* (HAQ) MARTINI. *Sphenolithus cf. distentus* (MARTINI) BRAMLETTE et WILCOXSON. Takéto vrchnooligocénne spoločenstvá sú v poslednom čase popisované z viacerých miest vnútrokarpatského paleogénu: napr. z Banskobystrickej a Breznianskej kotliny (BYSTRICKÁ, 1979, 1982; HALÁSOVÁ, in press) a boli zistené aj na východnom Slovensku v oblasti Zlatníka (ŠUTOVSKÁ, 1987). Pripomínajú kišcelské a spodnoegerské spoločenstvá južného Slovenska a severného Maďarska (BÁLDI-BÉKE a BÁLDI, 1973; ŠUTOVSKÁ, 1990), ktoré sú však sprevádzané bohatou foraminiferovou faunou.

Foraminifery vo vrchnej časti bielopotockého súvrstvia sú vo vrte zachované vo forme pyritových jadier, čo neumožňuje detailnejšie ako rodové určenie. Ich zriedkavý výskyt, spôsob zachovania, ako aj zloženie spoločenstiev (prevaha rodov *Bolivina* a *Bulimina*) poukazujú na prostredie so zníženým obsahom kyslíka. Hranica oxického a anoxického prostredia mohla kolísať medzi sedimentom a prechádzať až do vodného stĺpca, čo je indikované prítomnosťou polôh len s pyritizovanými globigerinami. To svedčí o obmedzenej cirkulácii prídnočných vôd. Na druhej strane hovedia o priaznivých životných podmienkach vo vrchnej časti vodného stĺpca s dostatkom živín pre rozvoj vápňitého nanoplanktónu. Pomerne hojná prítomnosť pontosfér a diskolitín hovorí o príbrežnom prostredí.

Záverom možno konštatovať, že vrt HGP-9

hĺbený pri obci Petrovany poukázal na existenciu vysokej kryhy pri západnom okraji Prešovskej kotliny, na ktorej pospodnomiocénna erózia odstránila všetky súvrstvia karpátu i značnú časť prešovského súvrstvia egenburského veku. Bezprostredné podložie neogénu tvorí bielopotocké súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu, ktoré vrt neprevrátil. Biostratigrafické štúdium vrtu prinieslo nové dôkazy o stratigrafickom rozsahu bielopotockého súvrstvia, ktorého vrchná časť zodpovedá nanoplanktonickej zóne NP 24, čo v chronostratigrafickom členení znamená oligocén, resp. kišcel. Korelácia najvrchnejšej časti súvrstvia so zónou NP 25, a teda s egerom, je menej pravdepodobná.

Literatúra

- ANDREJEVA-GRIGORJEVIČ, A. S.—GRUZMAN, A. D.—REJFMAN, L. M.—SMIRNOV, S. E., 1986: Biostratigrafičeskaja charakteristika opornogo razreza menilitovoj svity na r. Čečve. Paleont. Sbor. (Evov), 23, 83—88.
- ANDRUSOV, D.—SAMUEL, O., (eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1.
- BÁLDI-BÉKE, M.—BÁLDI, T., 1973: A novaji típuszselvény (kiscellien-egerien) nannoplanktonja és makrofaunája. Földt. Közl., (Budapest), 104, 60—88.
- BRZOBOHATÝ, R., 1988: Paleobatymetrie neogénu Východoslovenské nížiny z pohľadu mikrofauny. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- BUBÍK, M., 1987: Oligocénny vápňitý nanoplankton menilitového souvrství s jasielskymi vápenci z Bystřice nad Olší (podslezská jednotka). Miscellanea micropaleont. (Hodonin, II/2, 45—58).
- BYSTRICKÁ, H., 1979: Rupelian in the Banská Bystrica basin. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 1, 109—122.
- BYSTRICKÁ, H., 1982: Výskyt stredného oligocénu v paleogénných sedimentoch Horehronia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 78, 123—129.
- BYSTRICKÁ, H., 1990: The first finding of Rupelian nanoflora in the Turčianska kotlina depression. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 14, 47—56.
- CICHA, I.—ZAPLETALOVÁ, I.—MOLČÍKOVÁ, V.—BRZOBOHATÝ, R., 1983: Stratigraphical range of Egenburgian-Badenian Foraminifera in West Car-

- pathian basin. *Zem. Plyn Nafta* (Hodonín), 4, 99—144.
- ELLIOT, T., 1978: Deltas. In: H. G. Reading ed. *Sedimentary environments and facies*. Oxford, Blackwell, 157—201.
- PERCH-NIELSEN, K., 1986: Cenozoic calcareous nanofossils. In: Bolli, H, M. Saunders, J. B. — Perch-Nielsen, K.: *Planktonic stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, 428—554.
- PLANDEROVÁ, E., 1989: Microfloristic changes during the Miocene in Central Paratethys region. *Proc. of Symp. "Paleofloristic and Paleoclimat, changes in the Cretaceous and Tertiary"*, Praha, 215—220.
- SAMUEL, O., 1990: Foraminifers and microbiostratigraphy of Central-Carpathian Paleogene of Bánovská kotlina Depression. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* (Bratislava), 14, 11—20.
- STRÁNÍK, Z.—JURÁŠOVÁ, F.—PESLOVÁ, H., 1981: Šitbořické vrstvy ve vrtu Křepice 5. *Zem. Plyn Nafta* (Hodonín), 26, 701—710.
- ŠUTOVSKÁ, K., 1987: Stratigrafické zhodnotenie povrchových vzoriek z okolia Zlatníka na východnom Slovensku. *Manuskript — Geofond, Bratislava*.
- ŠUTOVSKÁ, K., 1990: Biometrical characteristics of discoliths *Pontosphaera* ex gr. *multi-pora*: paleoecological and taxonomical aspects. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* (Bratislava), 14, 57—72.
- VASS, D. et al., 1987: Prvý nález morského otngangu v juhoslovenskej panve. *Miner. slov. (Sp. Nová Ves)*, 19,5 417—422.

DIONÝZ VASS—KATARÍNA ŠUTOVSKÁ—STANISLAV KAROLI—JURAJ JANOČKO

Biely Potok Formation of Central Carpathian Paleogene in Prešov Basin

Summary

Hydrogeological well HGP-9 (Fig. 1) was drilled near the village of Petrovany on the western edge of the Prešov Basin. Near the surface (9.60—43.2 m), the well intersected an erosional remnant of the Prešov Formation (Eggenburgian) whose basal part is composed of gray clayey sandstone with pebbles, and friable conglomerate. These basal beds, the thickness of which was subsequently reduced by faulting to a mere 4.3 m, bear signs of inverse grading and may represent the remnant of a small delta fan or remnant of basal clastics. The overlying claystones are an erosional remnant of pelitic sediments laid down during the culmination stage of sedimentation cycle. They contain foraminifers (Tab. 1) and nanoplankton (Tab. 2) of Lower Miocene, most probably Eggenburgian age. The absence of planktonic foraminifers and rare nanoplankton suggest stress factor in the upper layer of the aqueous environment (reduced salinity as a result of fresh-water inflow).

The Biely Potok Formation (43.20—369.20 m) consists mostly of gray sandstones interlayered with conglomerates (dominated by remnants of Mesozoic carbonates). The well intersected 7 cycles which become finer-grained upwards (Fig. 2) and were deposited on a transgressive seacoast. The lowermost interval of the well contains poor calcareous nanoflora (Tab. 2) which probably indicates zone NP 23. The presence of some unique species suggests a shallow-water, near-shore, marine environment. Macroflora could

not have flourished here because of strong influx of detritic material.

The upper part of the Biely Potok Formation contains nanoplankton species typical of zones NP 24 and NP 25 (Kiscelian to problematic Egerian). Foraminifers here were preserved as pyrite cores (Tab. 1, 2). Their rare presence, way of preservation as well as the predominance of the genera *Bulimina* and *Bolivina* suggest low oxygen content and slow water circulation near the bottom. The presence of the genera *Pontosphaera* and *Discolithina* indicates a near-shore environment.

Finally, we may summarize that the HGP-9 well was drilled in an elevated block devoid of younger formations of the Lower Miocene, and even the oldest Miocene formations (Prešov Formation) were considerably reduced by erosion. The Biely Potok Formation, namely its upper part underlying the Lower Miocene, is of Kiscelian age. Assignment to the Egerian is less likely.

Translated by L. Böhmer

Explanations to Figures

Fig. 1 Geologic map at scale 1:50 000 after KALIČIAK et. al., 1991, uncovered and modified

Fig. 2 Schematized section of well HGP-9

JARMILA RAKOVÁ

Vápnitý nanoplanktón v spodnom miocéne z vrtu LKŠ-1 (juhozápadná časť Lučenskej kotliny)

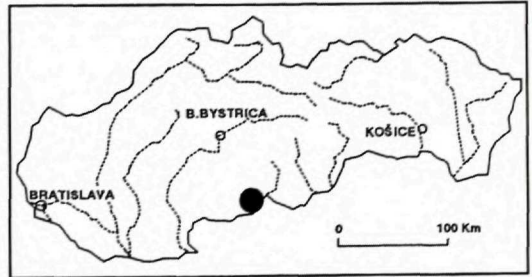
2 obr. 6 fototab. (XIII—XVIII), angl. resumé

Abstract. The article assesses calcareous nannoplankton from Lower Miocene sediments intersected by drillhole LKŠ-1 at Hámor. Calcareous nannoplankton found in the Pôtor and Plachtince members suggests marine incursions into the freshwater basin. The above-mentioned data were confirmed by the results of foraminifer, molluscan and palynomorph studies.

Vrt LKŠ-1 navŕtaný v Lučenskej kotlině pri obci Hámor (obr. 1.) do hĺbky 626,2 m bol situovaný do struhársko-trenčskej prepadliny, kde prešiel sedimentmi kvartéru a miocénu a končil v lipovianskych pieskovochoch egenburského veku (obr. 2). Vápnnitý nanoplanktón bol študovaný optickým a elektrónovým mikroskopom. Vyhodnotených bolo 41 druhov zo 17 vzoriek (tab. 1). Údaje boli korelované s výsledkami získanými štúdiom spoločenstiev foraminifer (ZLINSKÁ—ŠUTOVSKÁ, 1990), mikroflóry (PLANDEROVÁ in PLANDEROVÁ—KONZALOVÁ, 1989) a mäkkýšov (ONDREJČKOVÁ in ŠKVARKA et al., 1990).

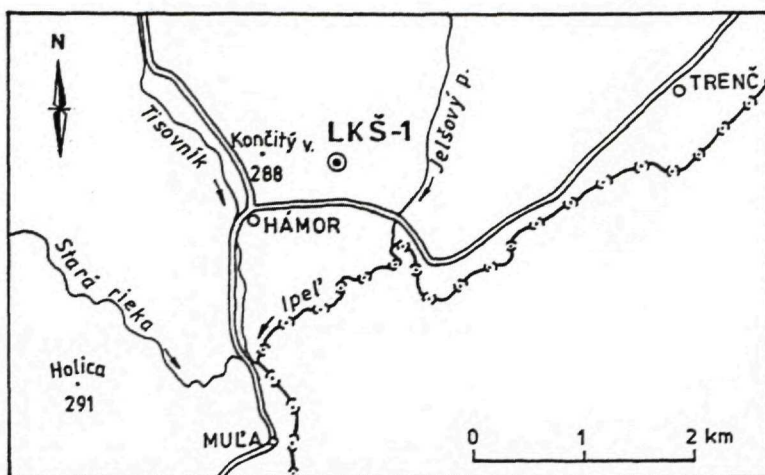
Zhodnotenie jednotlivých hĺbkových obzorov

Z biostratigrafického aspektu je pre sediment typické ubúdanie vápnnitého nanoplanktónu smerom k nadložíu až do hĺbky 287,70 m, kde sa stráca. Znova sa objavuje v hĺbke 234,10 m a jeho druhová diverzita a hojnosť opäť postupne narastá. Vyčlenené boli 3 významné hĺbkové obzory:



1. V jemnozrnnom až strednozrnnom slaboglaukonitickom pieskovci s tenkými preplástkami sivých jemnozrnných aleuritických pieskovcov v hĺbke 608,00—608,10 m sa začínajú vyskytovať druhy *Helicosphaera ampli-perta* BRAMLETTE et WILCOXON, *Reticulofenestra excavata* LEHOTAYOVÁ, *Reticulofenestra pseudumbilica* (GARTNER) GARTNER, ktoré LEHOTAYOVÁ (1984) uvádza v egenburských tanatocenózach. Druh *Helicosphaera carteri* (WAL-LICH) KAMPTNER, ktorý obľubuje teplé príbrežné vody a je častý v spoločenstvách egenburských sedimentov v neogénnych panvách centrálnej Paratetýdy, tu chýba.

2. Hĺbka 340,80—346,90 m obsahuje v svetlom zelenosivom aleuritickom pieskovci asociácie charakteru karpatskej nanoflóry. Absentujú tu však také prvky karpátu, ako sú *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANTRE, *Discoaster variabilis* MARTINI et BRAMLETTE, ktoré indikujú vyššiu časť biozóny NN 4, a preto predpokladám, že ide už o stupeň otnang (pravdepodobne rozhranie biozón *Sphenolithus belemnus*



Obr. 1 Lokalizácia vrtu LKŠ-1

NN 3 a *Helicosphaera ampliaperta* NN 4). Z biostratigrafického hľadiska je dôležitý druh *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE et WILCOXON, ktorý sa prvýkrát vyskytuje v biozóne NN 2, a jeho posledný výskyt definuje biozónu NN 4, kde je aj indexovou fosiliou. Ďalšími sprievodnými druhmi morského otnangu sú *Cricolithus jonesi* COHEN, *Coronosphaera mediterranea* (LOHMANN) GAARDER, *Syracosphaera* sp.

3. V svetlých zelenosivých ílovcoch, piesčitých aleuritoch až aleuritových pieskovochoch nachádzajúcich sa v hĺbke 37,00—234,10 m boli zistené prvky vápniteho nanoplanktónu karpatského veku, zodpovedajúce vrchnej časti biozóny NN 4 *Helicosphaera ampliaperta*. Biozóna je charakterizovaná posledným výskytom indexovej fosilie, hojne sú tu zastúpené druhy karpatskej nanoflóry, ktorú v oblasti centrálnej Paratetýdy reprezentujú *Cricolithus jonesi* COHEN, *Thoracosphaera heimi* (LOHMANN) KAMPTNER, *Discoaster variabilis* MARTINI et BRAMLETTE, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLENDRE a zástupcovia rodu *Syracosphaera*.

Litostratigrafické a biostratigrafické údaje vrtu sú uvedené v tab. 2.

Paleoekológia

Porovnávací analýza spoločenstiev vápniteho nanoplanktónu, foraminifer a makrofauny

umožňuje určitú paleoekologickú rekonštrukciu prostredia.

Spoločenstvo vápniteho nanoplanktónu egenburského veku obsahovalo okrem autochtónnej zložky aj druhy preplavené z oligocénu, eocénu, menej z kriedy. Absentujú tu diskostery, slabo sú zastúpené helikosféry a sfenolity, čo by nasvedčovalo chladnejšiemu prostrediu. Zmenu teploty môže indikovať aj potlačenie druhu *Helicosphaera carteri*, hojného v sedimentoch egenburgu. Podľa klimatologickej krivky (PLANDEROVÁ, 1990) spodný egenburg bol chladný a postupne dochádzalo k otepľovaniu klímy, čo ovplyvňovalo aj teplotu vody. Tanatocenóza vo vzorke odobratej na báze egenburgu (608,00—608,10 m) poukazuje na ešte chladnejšie prostredie. Prostredie bolo nevhodné pre vývoj planktonických foraminifer, charakteristické bolo zastúpenie bentózných foriem vo vodách sublitorálu s normálnou salinitou (ZLINSKÁ—ŠUTOVSKÁ, 1990).

Vápnitý nanoplanktón vo vzorkách z pôtorských vrstiev obsahuje spoločenstvá s chladnomilným druhom *Coronosphaera mediterranea* (GARTNER, 1972) priradené k otnangu.

Palynologický výskum, ktorý robila PLANDEROVÁ (1989) vo vzorkách z pôtorských vrstiev, potvrdil ich otnanský vek. Spoločenstvo fauny, ktoré našla vo vrte LKŠ-1 v pôtorských vrstvách ONDREJČKOVÁ (in ŠKVARKA et al., 1990), poukazuje na spodnomiocénny vek, nie

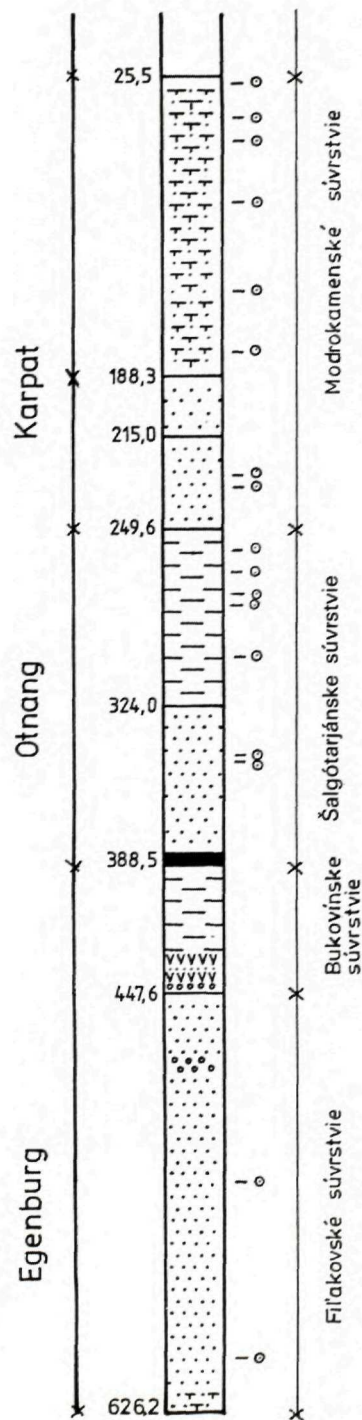
mladší ako je egenburg. Tento ojedinelý výskyt fauny je v rozpore s doterajšou stratigrafickou interpretáciou pôtorských vrstiev. Nález morských mäkkýšov a vápniteho nanoplanktónu poukazuje na prieniky morskej vody do sladkovodného prostredia.

Organické zvyšky nájdené v plachtinských vrstvách neposkytujú dôkaz o ich veku. Vápnitý nanoplanktón obsahuje spoločenstvo s prevahou druhu *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER bez väčšieho stratigrafického významu. Spoločenstvo by mohlo, v prípade autochtónneho pôvodu, byť opäť dôkazom morských prienikov do jazerného prostredia, v ktorom prevažná časť plachtinských vrstiev sedimentovala. Sediment v hĺbke od 258,60 do 287,70 m neobsahuje žiadne stopy po vápnitom nanoplanktóne.

Počas sedimentácie medokýšských vrstiev v karpate sa opäť vytvárajú podmienky na vývoj spoločenstiev vápniteho nanoplanktónu. Tanatocenózy sú chudobné, začínajú sa objavovať foraminifery, ktoré znášajú zníženú salinitu a plytké more (ŠUTOVSKÁ in ŠKVARKA et al., 1990). Paleoklimatická krivka na základe palynologických výskumov vykazuje na báze karpátu ešte ochladenie. V priebehu karpátu sa už postupne začína otepľovať a objavuje sa subtropická mikroflóra. Vápnitý nanoplanktón v hĺbke 37,00–168,40 m vytvára bohaté asociácie s častým výskytom diskoasterov a heliosfér, ktoré už poukazujú na otepľovanie mo-

-  — ryodacitové tufy
-  — vápnité prachovce
-  — íly
-  — piesky a rozpadavé pieskovce
-  — štrky a zlepenca
-  — uhlie
-  — vápnitý nanoplanktón

Obr. 2 Schematický profil vrtu LKŠ-1



ra v čase sedimentácie sečianskych vrstiev. Podľa smeru točenia schránok planktonických foraminifer ŠUTOVSKÁ (in ŠKVARKA et al., 1990) predpokladá v priebehu sedimentácie sečianskych vrstiev ochladzovanie a ku koncu ich sedimentácie (od hĺbky 65 m) otepľovanie.

Na základe získaných údajov možno charak-

terizovať sedimentačné prostredie na báze egenburgu ako chladné, ďalšie ochladenie indikuje spoločenstvo vápňitého nanoplanktónu v priebehu otnangu, a výrazné oteplenie sa začína až v karpate.

Korelácia zón morskej mikrofauny a mikroflóry je zobrazená v tab. 3.

Tab. 1 Zoznam vápňitého nanoplanktónu vo vrte LKŠ-1

Druh	m vrty													
	37,00—37,10	66,80—66,90	81,50—81,60	112,00—112,10	141,60—141,70	168,30—168,40	224,00—224,10	234,00—234,10	258,60—287,70	303,80—303,90	340,80—340,90	346,80—346,90	532,30—532,40	608,00—608,10
<i>Braarudosphaera bigelowii</i> (GRAN et BRAARUD) DEFL.														
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+		+
<i>Coccolithus miopelagicus</i> BUKRY			+	+			+							+
<i>Coronosphaera mediterranea</i> (LOHMANN) GAARDER				+							+	+		
<i>Coronocyclus nitescens</i> (KAMPTNER) BRAMLETTE et WILCOXON										+				+
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY		+	+	+	+	+		+		+	+	+		+
<i>Cyclicargolithus abisectus</i> (MÜLLER) WISE														+
<i>Cricolithus jonesi</i> COHEN	+	+	+	+	+	+	+				+	+		
<i>Calcidiscus cf. macintyreii</i> BUKRY et BRAMLETTE						+								
<i>Discoaster variabilis</i> MARTINI et BRAMLETTE					+									
<i>Discoaster deflandrei</i> BRAMLETTE et RIEDEL	+	+	+		+									
<i>Discoaster cf. braueri</i> TAN SIN HOK		+												
<i>Discoaster</i> sp.		+				+					+			
<i>Ericosonia formosa</i> (KAMPTNER) HAQ														+
<i>Helicosphaera ampliaptera</i> BRAMLETTE et WILCOXON	+	+	+		+	+	+	+			+	+		+
<i>Helicosphaera scissura</i> MÜLLER		+												
<i>Helicosphaera carteri</i> (WALLICH) KAMPTNER	+	+	+	+							+			
<i>Helicosphaera cf. obliqua</i> BRAMLETTE et WILCOXON				+										
<i>Helicosphaera euphratis</i> HAQ						+								
<i>Helicosphaera porosa</i> LEHOTAYOVÁ											+			
<i>Helicosphaera truempfi</i> BIOLZI et P.-NIELSEN						+								
<i>Helicosphaera</i> sp.								+						
<i>Chiasmolithus</i> sp.														+
<i>Pontosphaera multipora</i> (KAMPTNER) ROTH	+	+	+		+		+				+	+		+
<i>Pontosphaera latelliptica</i> (B.-BEKE) P.-NIELSEN														+
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY, MOHLER et WADE) ROTH	+	+	+		+	+				+		+		+
<i>Reticulofenestra pseudumbilica</i> (GARTNER) GARTNER	+	+	+			+	+			+	+			+
<i>Reticulofenestra excavata</i> LEHOTAYOVÁ							+							+
<i>Reticulofenestra cf. excavata</i> LEHOTAYOVÁ					+									
<i>Reticulofenestra umbilica</i> (LEVIN) MARTINI et RITZ.												+		+
<i>Reticulofenestra lockeri</i> (MÜLLER)														+
<i>Reticulofenestra minuta</i> ROTH														+
<i>Syracosphaera cf. nodosa</i> KAMPTNER	+									+				+
<i>Syracosphaera</i> sp.						+					+			
<i>Syracosphaera pulchra</i> LOHMANN		+												
<i>Sphenolithus moriformis</i> (BRÖNN. et STRADNER) BRAML. et WILC.	+													+
<i>Sphenolithus heteromorphus</i> DEFLANDRE					+									
<i>Thoracosphaera heimi</i> (LOHMANN) KAMPTNER	+				+									
<i>Thoracosphaera</i> sp.						+								
<i>Watznaueria</i> sp.			+	+	+	+		+						+
<i>Micula</i> sp.														+

x—z vyznačenej metráže boli všetky štyri vzorky sterilné

Tab. 2 Litostratigrafická a biostratigrafická tabuľka vrstiev vrtu LKŠ-1

Vek	Litostratigrafické jednotky		Litológia	Hĺbka (m)	Fosílie
karpat	modrokamenské súvrstvie	sečianske vrstvy	prachovce, ílovce	25,50—188,30	foraminifery, vápňitý nanoplanktón bez organických zvyškov vápňitý nanoplanktón, mäkkýše, ostrakódy, foraminifery
		krtišske vrstvy medokýšske vrstvy	piesky, pieskovce piesky, pieskovce	188,30—215,00 215,00—249,60	
otnang	šalgótarjánske súvrstvie	plachtinské vrstvy	ílovce, prachovce	249,60—324,00	ihlice húb, úlomky rádiolárií, ostrakódy, rybie zúbky, vápňitý nanoplanktón s prevahou <i>Coccolithus pelagicus</i> , foraminifery mäkkýše, vápňitý nanoplanktón, mikroflóra
		pôtorské vrstvy	piesky, pieskovce s uhoľnými slojmi	324,00—388,50	
egenburg	bukovinské súvrstvie		pestré íly, piesky, štrky, ryodacitové tufy	388,50—447,60	rastlinné organické zvyšky
	fifakovské súvrstvie	lipovianske vrstvy čakanovské vrstvy	pieskovce, zlepenca	447,60—626,20	foraminifery, vápňitý nanoplanktón, mäkkýše

Tab. 3 Korelácia zón morskej mikrofauny a mikroflóry

Vek	Foraminifery			Vápnný nanoplanktón (MARTINI, 1971)	Mikroflóra (PLANDEROVÁ, 1990)
	bentózne (CICHA, 1975)	planktonické			
		(CICHA, 1975)	(BLOW, 1969)		
karpát	<i>Cyclammina carpathica</i> — <i>Uvigerina parkeri breviformis</i>	CPN-5 <i>Globigerinoides sicanus</i>	N8 <i>Globigerinoides sicanus</i> — <i>Globigerinatella insueta</i>	NN4 <i>Helicosphaera ampliapertura</i>	MF5
		CPN-4 <i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i> — <i>Globoquadrina dehiscens</i>	N7 <i>Globigerinatella insueta</i> — <i>Globigerinoides quadrilobatus trilobus</i>		
N6 <i>Globigerinatella insueta</i> — <i>Globigerinita dissimilis</i>	MF3				
otnang	<i>Cibicidoides budayi</i> — <i>Bolivina hebes</i> — <i>Miogypsina formosensis</i>		N5 <i>Globoquadrina dehiscens praedeheiscens</i> — <i>Globoquadrina dehiscens</i>	NN2 <i>Discoaster druggii</i>	MF2
egenburg					

Záver

Vo vrte LKŠ-1 boli vyhodnotené spoločenstvá vápňitého nanoplanktónu zodpovedajúce regionálnym stupňom egenburg, otnang a karpat.

Spoločenstvo egenburgu z hĺbky 608,00 až 608,10 m bolo na základe celkového charakteru asociácie a korelácie so spoločenstvami vápňitého nanoplanktónu z lokality Dálovce (vrt BE-1, hĺbky 164,5—164,6 m 173,0—173,10 m) na liste Lučenec — 4 (LEHOTAYOVÁ, 1985) priradené k biozónе NN 2 *Discoaster druggii*.

V pôtorských vrstvách (hĺbka 340,80 až 346,90 m) bola nájdená asociácia vápňitého nanoplanktónu s druhmi charakteristickými pre morský otnang a korelovateľná so spoločenstvami z vrtu N-53 (z hĺbky 135,6—135,7 m) pri obci Ľuboriečka (LEHOTAYOVÁ in VASS et al., 1987). Na základe podobnosti tanatocenóz pravdepodobne ide o rozhranie biozón NN 3 *Sphenolithus belemnus* a NN 4 *Helicosphaera ampliaptera*. V plachtinských vrstvách, v spod-

nej časti (hĺbka 303,80—303,90 m), spoločenstvá vápňitého nanoplanktónu obsahujú iba priebežné druhy bez stratigrafického významu. Prítomnosť vápňitého nanoplanktónu v sedimente je dôkazom prieniku morskej vody do močaristého prostredia pôtorských vrstiev a jazerného prostredia plachtinských vrstiev. Na základe rozboru pri vyhodnocovaní asociácií nanoflóry a mäkkýšov bola otvorená aj problematika stratigrafickej príslušnosti pôtorských vrstiev (ŠKVARKA et al., 1989).

V hĺbkovom rozpätí 37,00—234,10 m boli vyhodnotené tanatocenózy biozóny NN 4 *Helicosphaera ampliaptera* priradené regionálnemu stupňu karpat. Stratigrafická príslušnosť vrstiev ku karpatu bola potvrdená aj koreláciou so spoločenstvami vápňitého nanoplanktónu, ktoré popísala LEHOTAYOVÁ (1984) z Ipeľskej kotliny z vrtu M-2 na lokalite Pôtor, z Bánovskej kotliny z povrchových odkryvov lokality Dežerice, z vrtných vzoriek z lokality Podlužany, Hornány a podobne.

Literatúra

- GARTNER, S., 1972: Late Pleistocene calcareous nanofossils in the Caribbean and their interoceanic correlation. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* (Amsterdam), 12, 169—191.
- LEHOTAYOVÁ, R., 1984: Lower Miocene calcareous nanoflora of the West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* (Bratislava), 9, 99—109.
- LEHOTAYOVÁ, R., 1985: Vápňitá nanoflóra miocénu na liste Lučenec — 4. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E.—KONZÁLOVÁ, M., 1989: Correlation of paleoecological conditions in the time of the Upper Eggenburgian—Karpatian on the basis of microfloristic studies. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 40, 1, 63—74.
- PLANDEROVÁ, E., 1990: Miocene microflora of Slovak central Paratethys and its biostratigraphical significance. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 144 s.
- ŠKVARKA, L.—VASS, D.—ONDREJČKOVÁ, A.—ELEČKO, M., 1989: Nové poznatky o južnej časti strhársko-trenčskej prepadliny. *Region. Geol. Západ. Karpat* (Bratislava), 25, 69—74.
- ŠKVARKA, L.—VASS, D.—ELEČKO, M.—FENDEK, M.—ONDREJČKOVÁ, A.—ZLINSKÁ, A.—RAKOVÁ, J.—TUBA, L.—ŠUTOVSKÁ, K.—JURKOVIČOVÁ, H., 1990: Komplexné vyhodnotenie hydrogeologického vrtu LKŠ-1 Hámor. Manuskript — Geofond, Bratislava.
- VASS, D.—ELEČKO, M.—KANTOROVÁ, V.—LEHOTAYOVÁ, R.—KLUBERT, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. *Miner. slov.* (Bratislava), 19, 5, 417—422.
- ZLINSKÁ, A.—ŠUTOVSKÁ, K., 1990: Biostratigrafické a paleoekologické zhodnotenie vrtu LKŠ-1 na základe foraminifer (Lučenská kotlina). *Miner. slov.* (Bratislava), 4, 22, 335—343.

Lower Miocene calcareous nannoplankton from drillhole LKŠ-1 (southwestern Lučenec Basin)

Summary

The article deals with the evaluation of calcareous nannoplankton assemblages from Lower Miocene sediments intersected by drillhole LKŠ-1 at Hámor. The assemblages were assigned into zones NN 2 *Discoaster druggii*, NN 3/NN 4 *Sphenolithus belemnos/Helicosphaera ampliaptera* and zone NN 4 *Helicosphaera ampliaptera* and correlated with thanatocoenoses from the Lučenec, Rimava, Bánovce and Ipeľ Basins.

A new significant piece of paleontological information is the temperature in the basin of deposition which was colder in the Lower Eggenburgian as is suggested by the absence of thermophile discoasters, sphenolithes and presence of the psychrophilous species *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera ampliaptera*

and *Reticulofenestra umbilica*. Following a very warm climate in the Lower Eggenburgian, temperatures further decreased during the Ottnangian as is indicated by the presence of the species *Coronosphaera mediterranea*. Substantial warming took place as late as the Karpatian when discoasters, sphenolithes and syracospheres thrived.

The investigations also proved that the Pôtor and Plachtince members are of Ottnangian age and that the previously fresh-water environment gave way to marine one.

Obtained data were compared with information on foraminifers (ZLINSKÁ—ŠUTOVSKÁ, 1990), microflora (PLANDEROVÁ—KONZÁLOVÁ, 1989) and molluscs (ONDREJČKOVÁ in ŠKVARKA et al., 1990).

Explanations to Figures

Fig. 1 Location of drillhole LKŠ-1

Fig. 2 Schematized section of drillhole LKŠ-1

Vysvetlivky k tabuľkám XIII—XVIII

Tab. XIII

- Obr. 1 *Thoracosphaera heimi* (LOHMANN) KAMPTNER, hĺbka 37,00—37,10 m
 Obr. 2 *Actinoptychus* sp. (tr. Diatomaceae, rad *Centrales*), hĺbka 37,00—37,10 m
 Obr. 3 Mikroskléra hubky, hĺbka 37,00—37,10 m
 Obr. 4 Mikroskléra hubky, hĺbka 66,80—66,90 m
 Obr. 5 *Cyclococcolithus* sp. proximálna strana, hĺbka 66,80—66,90 m
 Obr. 6 *Distephanus* sp. (tr. *Flagellata*, rad *Silicoflagellata*), hĺbka 66,80—66,90 m

Tab. XIV

- Obr. 1 *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL, hĺbka 66,80—66,90 m
 Obr. 2 *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH, proximálna strana, hĺbka 66,80—66,90 m
 Obr. 3 *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, distálna strana, hĺbka 112,00—112,10 m
 Obr. 4 *Coronosphaera mediteranea* (LOHMAN) GAARDER, proximálna strana, hĺbka 112,00—112,10 m
 Obr. 5 *Thoracosphaera heimi* (LOHMANN) KAMPTNER, hĺbka 141,60—141,70 m
 Obr. 6 *Helicosphaera ampliaptera* BRAMLETTE et WILCOXON, proximálna strana, hĺbka 141,60—141,70 m

Tab. XV

- Obr. 1 *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE et RIEDEL, hĺbka 141,00—141,70 m
 Obr. 2 *Discoaster variabilis* MARTINI et BRAMLETTE, hĺbka 141,60—141,70 m
 Obr. 3 *Reticulofenestra* cf. *excavata* LEHOTAYOVÁ, proximálna strana, hĺbka 141,60—141,70 m
 Obr. 4 *Cyclococcolithus* sp. proximálna strana, hĺbka 141,60—141,70 m
 Obr. 5 *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH, proximálna strana, hĺbka 141,60—141,70 m
 Obr. 6 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, kokosféra, hĺbka 141,60—141,70 m

Tab. XVI

- Obr. 1 *Thoracosphaera* sp., hĺbka 168,30—168,40 m
 Obr. 2 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, distálna strana, hĺbka 168,30—168,40 m
 Obr. 3 *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER distálna strana, hĺbka 608,00—608,10 m
 Obr. 4 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, distálna strana, hĺbka 608,00—608,10 m
 Obr. 5 *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, proximálna strana, hĺbka 608,00—608,10 m
 Obr. 6 *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER proximálna strana, hĺbka 608,00—608,10 m

Tab. XVII

- Obr. 1 *Cyclococcolithus* sp. proximálna strana, hĺbka 340,30—340,90 m

- Obr. 2 *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER)
GARTNER,
distálna strana, hĺbka 340,30—340,90 m
- Obr. 3 *Helicosphaera porosa* LEHOTAYOVÁ,
proximálna strana, hĺbka 340,30—340,90 m
- Obr. 4 *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER,
proximálna strana, hĺbka 340,30—340,90 m
- Obr. 5 *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE et
WILCOXON,
distálna strana, hĺbka 340,30—340,90 m
- Obr. 6 *Coronosphaera mediterranea* (LOHMANN)
GAARDER, hĺbka 340,30—340,90 m

Tab. XVIII

- Obr. 1 *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER,
distálna strana, hĺbka 346,30—346,90 m
- Obr. 2 *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE et
WILCOXON,
proximálna strana, hĺbka 346,30—346,90 m
- Obr. 3 *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN et BRAA-
RUD) DEFL., hĺbka 346,30—346,90 m
- Obr. 4 *Coronosphaera mediterranea* (LOHMAN)
GAARDET, hĺbka 340,30—340,90 m
- Obr. 5 *Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER et
WADE) ROTH, hĺbka 346,30—346,90 m
- Obr. 6 *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER) ROTH,
distálna strana, hĺbka 346,30—346,90 m

PAVEL GROSS—EDUARD KÖHLER

Kritický pohľad na sedimentologické modely vnútrokarpatského paleogénu

Abstract. The authors disagree with some sedimentologic models explaining the formation of the Inner-Carpathian Paleogene sediments which were recently published in Poland. They submit evidence contradicting models put forward by WESTWALEWICZ-MOGILSKA (1986) and WIECZOREK (1989) who regard submarine fans as a decisive phenomenon in the Inner Carpathian Paleogene Basin. They also argue that Arni's model of nummulite-beds deposition (KULKA, 1985) does not rule out gradual transgression in the Tatry area.

V poľskej literatúre sa z času na čas objavujú články zaoberajúce sa sedimentologickými modelmi genézy podhalského flyšu, „tatranského eocénu“ a slovenského vnútrokarpatského paleogénu (= paleogénu podtatranskej skupiny v zmysle GROSSA, KÖHLERA a SAMUELA, 1984). Doteraz sa okolo týchto publikácií nerozvinula polemika, a tak by mohol vzniknúť dojem, že tieto modely sú prijímané so všeobecným súhlasom. Keďže to tak nie je, autori predloženého príspevku považujú za potrebné upozorniť na nedostatky týchto modelov. Cítia sa na to oprávnení najmä preto, že vnútrokarpatským paleogénom sa zaoberajú už viac ako 30 rokov a sú toho názoru, že ho aj podrobne poznajú.

Najväčšie rozpaky vyvoláva práca WESTWALEWICZ-MOGILSKEJ „Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego“ (1986). Autorka sa pokúsila zhrnúť poznatky o vnútrokarpatskom paleogéne tak na poľskej, ako aj na slovenskej strane, korelovať jednotlivé súvrstvia a predložila model zaplňania pôvodného

sedimentačného bazénu cez hlbokomorské náplavové kužele, ktoré mali byť hlavným zdrojom a nosným médiom klastického materiálu.

Hodnovernosť prác takéhoto druhu je závislá od objemu údajov, ktoré má autor k dispozícii. Pokiaľ mu unikne množstvo všeobecne známych a publikovaných údajov, výsledný dojem môže byť iba rozpačitý. Ak autorka pozná iba štyri publikácie slovenských autorov (ANDRUSOV, 1965; GROSS, 1971; MARSCHALKO—RADOMSKI, 1970 a MIŠÍK—FEJDIOVÁ—KÖHLER, 1968), nemôže si činiť nárok na poznanie tejto problematiky. Ani jej tvrdenie (str. 690), že preskúmala všetky odkryvy na takom rozsiahlom regióne, nemožno brať vážne.

Podľa autorky sa po fragmentárnom preskúmaní foraminifer potvrdzuje, že flyšové sedimenty podhalského paleogénu sú strednooligocénneho až miocénneho veku. Neguje tým desiatky paleontologických prác poľských i českých a slovenských autorov, ktorí celom jednoznačne a hodnoverne preukázali eocénno-spodnooligocénny vek flyšových súvrství. Mikropaleontologické dôkazy pre svoje tvrdenie WESTWALEWICZ-MOGILSKA neuvádza a neodkazuje ani na literatúru, ktorá by jej tvrdenia podporovala.

Autorka prikladá prehnaný význam tufitickým pieskovecom ako korelačným horizontom. V podhalskom flyši by ich malo byť okolo 30. Na území Slovenska i napriek podrobným sedimentologickým výskumom boli nájdené iba 2 tenké vrstvičky tufitických pieskovecov na Orave (GROSS, 1986), a nič nenasvedčuje tomu,

RNDr. P. GROSS, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 81704 Bratislava

RNDr. E. KÖHLER, CSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 84226 Bratislava

že by boli väčšmi regionálne rozšírené. Nejasná je pozícia vulkanických centier, ktoré dodávali vulkanický materiál. Superpozícia polôh tufitických pieskocov v podhalskom flyši by svedčila o periodicky sa opakujúcej činnosti vulkanických centier.

Autorka obľubuje detailné rozčlenenie študovaných súvrství (szaflarské vrstvy delí na spodné, stredné a vrchné, zakopianske na spodné a vrchné, podobne i chocholovské). Kritériá ich rozlišovania sú pri mapovaní ťažko využiteľné. Napr. rozhranie spodných a vrchných chocholovských vrstiev kladie do blízkosti 9. tufitickej vrstvy. Je záhadou, ako môže mapujúci geológ vedieť, ktorá je práve deviata tufitická poloha. Ak by autorka dlhé roky terénne skúmala paleogénne sedimenty Karpát, iste by musela sama konštatovať, že i pri všeobecnej schéme existuje množstvo lokálnych osobitostí a výskytu pieskocových lavíc a zlepcových polôh nemožno použiť ako regionálne rozlišovacie kritériá, skôr sú odrazom zložitých tektonických zmien v príslušných zdrojových oblastiach.

Neznalosť reálií zo slovenského územia je až ohromujúca. Autorka nechce vziať na vedomie, že szaflarské vrstvy na území Slovenska sú známe iba z tzv. hromošsko-šambronského chrbta, a uvádza, že podobné sedimenty sa vyskytujú na Orave s blokmi kryštalinika pri Krivej. Žiaden z autorov, ktorí tieto kryštalické horniny študovali (ANDRUSOV, 1965; KAHAN, 1965; KRÁL, 1983), nepoukázal na ich podobnosť s kryštalickými horninami Malej Fatry, ktorá — ako ukazujú výskumy uskutočnené autormi príspevku — mala počas paleogénu kryštalické jadro zakryté mezozoickými príkrovmi a k jej tektonickému zdvihu došlo až v neogéne a v kvartéri. Laterálnym ekvivalentom szaflarských vrstiev na Slovensku je hutianske súvrstvie a šambronské vrstvy vystupujúce nad bazálnym borovským súvrstvom v hrúbkach niekoľko sto metrov (GROSS—KÖHLER—SAMUEL, 1984). Autorke nie je známe, že hutianske súvrstvie takmer všade náhle nasadá na bazálne borovské súvrstvie (v úseku niekoľkých cm — napr. vo vrte ŽK Višňové v Žilinskej kotline), a ukazuje sa, že je to tak v dôsledku ílyrskej fázy, počas ktorej došlo k náhlemu výraznému prehĺbeniu sedimentačného priestoru vnútro-

karpatského paleogénu (začiatkom vrchného eocénu).

To, čo autorka považuje v podhalskom flyši za vyššie chocholovské vrstvy (súbory pieskocových lavíc so zlepcovými telesami), nesie vo vnútrokarpatskom paleogéne Slovenska označenie bielopotocké súvrstvie (GROSS—KÖHLER—SAMUEL, 1984) a na Podhalí ostrýžské vrstvy (GOLAB, 1952). Bielopotocké súvrstvie je preukazateľne najmladším paleogénnym horninovým súborom (najmä v Skorušinských a Levočských vrchoch) s určitými regresnými znakmi. Bez ťažkostí sa dá odlišiť od podložného flyšového zuberského súvrstvia (= chocholovské vrstvy v zmysle definície GOLABA, 1959).

Najproblematickejšou časťou modelu WESTWALEWICZ-MOGILSKEJ je podanie mechanizmu sedimentácie paleogénnych vrstiev. Podľa nej pri vyplňaní panvy mali značnú úlohu sedimenty podmorských kužeľov (v zmysle WALKERA—MUTTIHO, 1973). Autorka vychádzala z veľmi jednoduchého tvaru bazénu a vymedzila tri hlbokovodné kužele. Existenciu rôznych vzdvihnutých prahov (napr. chočského a štrbského), ako ani dokázanú postupnú transgresiu od SZ na JV (GROSS, KÖHLER et al., 1980), autorka vôbec nebrala do úvahy, a tak ňou interpretované kužele majú nereálne plošné rozšírenie.

S kužeľom I WESTWALEWICZ-MOGILSKA spája vznik vyššej časti szaflarských vrstiev. Na Slovensku by mali do neho patriť sedimenty v blízkosti bradlového pásma. Kanál zakresľuje v smere od Malej Fatry cez zázrivskú „sigmoidu“ na Dolný Kubín, Krivú a ďalej severovýchodným smerom cez bradlové pásmo.

Už sme uviedli, že Malá Fatra nemala v paleogéne odkryté kryštalické jadro. Odkiaľ potom pochádza obrovské množstvo kremeňa v bielopotockom súvrství? Kombinácia s blokmi kryštalinika od Krivej (zrejme na dnešné miesto uloženými až v kvartéri) nie je reálna.

Výskumy slovenských autorov potvrdzujú transport klastického materiálu v miestach hypotetického kužeľa a v smeroch 40—100° od JZ až Z. Týmto kužeľom sa ešte budeme zaoberať v ďalšom texte pri polemike s prácou WIECZORKA.

Kužeľ II (kužeľ Tokárne) mal mať zdroj klastického materiálu v „oblasti veporíd a gemeríd“

a mal by prebiehať v smere na sever od Slovenského raja cez Hornádsku kotlinu, Belianske Tatry, Nowy Targ a bradlové pásmo. Podrobné geologické mapovanie v posledných rokoch neumožnilo nájsť v Hornádskej a Popradskej kotline kanálové a medzikanálové fácie. Navyše je známe, že v tejto oblasti smery transportu klastického materiálu od juhu na sever takmer nie sú preukázané (MARSCHALKO—RADOMSKI, 1960). Týmto kuželom, ktorý začal fungovať až po uložení bazálneho súvrstvia a sedimentov „dolného flyšu“, chce vysvetliť pôvod karbonátových i kryštalických hornín v hruboklastických sedimentoch v južnom susedstve bradlového pásma.

Kužel III by mal prebiehať od západnej časti Nízkyh Tatier cez Liptovské Sliače v smere na Skorušinské vrchy a ďalej na poľské územie. Tento kanál údajne naplavil hlavnú pieskovcovozlepencovú masu bielopotockého súvrstvia. Podkladom na zistenie existencie kužela bol nález kanálových uloženín v oblasti Liptovských Sliačov (GROSS, 1971). Treba zdôrazniť, že tento kanál je dlhý maximálne 10 km a vejárovite sa končí ešte v Liptovskej kotline. Je spodnopriabónskeho veku, zatiaľ čo bielopotocké súvrstvie — ktoré mal dotovať materiálom — je vrchnopriabónskeho až spodnooligocénneho veku.

WIECZOREK (1989) sa v práci „Model Hecho dla fliszu podhalańskiego?“ kriticky zaoberal aj koncepciou modelu WESTWALEWICZ-MOGILSKEJ a upozornil najmä na tieto slabiny:

- existencia 3 kuželov v podhalskom priestore,
- transport terigénneho materiálu cez zdvihnutú oblasť Tatier,
- dosah kanálov prenášajúcich terigénny materiál,
- vek sedimentov.

Ani WIECZOREK sa nevyhol jednostrannému pohľadu na tento zložitý problém. Snažiac sa aplikovať sedimentologický model „Hecho“ z Pyrenej uvažuje o jedinom podmorskom kuželi, ktorý vychádzal z kanálu v oblasti Kubína na Orave a sedimentovali v ňom zakopianske, chocholovské i ostrzyžské vrstvy.

Existencia tohto kužela je podľa WIECZORKA potvrdená kanálovými sedimentmi, ktoré opísali GROSS—KÖHLER—BORZA (1982) od Puco-

va na Orave. Prehliada pritom tvrdenie uvedených autorov, že kužele mali malé plošné rozšírenie a ich materiál pochádza z prahu na mieste dnešných Chočských vrchov, a nie z veľkej hypotetickej pribradlovej pevniny. Autorovi modelu nijako neprekáža, že GROSS et al. (1982) v posledných riadkoch svojho článku uvádzajú: „Na základe podrobných analýz predpokladáme, že pucovské zlepenice sedimentovali koncom vrchného lutétu a v spodnom priabóne“ (str. 83), a tvrdí, že „tento kužel mohol byť nasýtený z jedného zdroja, z kaňonu v oblasti Kubína, kde hruboklastické sedimenty (pucovské zlepenice) sa hromadili počas eocénu aj oligocénu“ (str. 422) a pritom sa odvoláva na prácu GROSSA et al. z roku 1982.

Treba ešte uviesť, že WIECZORKOM uvádzané hrúbky bielopotockého súvrstvia (3000 m) sú nereálne. Autori overili hrúbky 300 až 500 m, pričom aj celkovú hrúbku vnútrokarpatského paleogénu predpokladajú menšiu ako WIECZOREK (2500—3000 m). Je síce známe, že vo vrte Lípany-4 bolo prevŕtaných viac ako 3000 m paleogénneho súvrstvia, ale ide tu o nepravú hrúbku.

Po dlhoročných výskumoch vnútrokarpatského paleogénu autori tohto príspevku sú nútení konštatovať, že základné litofaciálne celky usadené na plochách niekoľko sto km² (borovské, hutianske, zuberské a bielopotocké súvrstvie) v takmer identickej horninovej skladbe rozhodne nemôžu byť pozostatkami náplavových kuželov. Jednotná sedimentácia súvrstvi ležiacich bez prerušenia nad sebou musela byť spôsobená iným mechanizmom. Na území Slovenska nebolo potvrdené zjemňovanie materiálu paleogénnych sedimentov od západu na východ a neboli jednoznačne namerané ani takéto smery transportu. Napr. vo východne situovanej Šarišskej vrchovine je toľko hrubozrnných sedimentov (fácie divokého flyšu), ako málokde západnejšie. Všetky známe fakty proklamovaný mechanizmus „kuželového sedimentačného modelu“ viac-menej vyvracajú.

Podmorské kužele v sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu nespore existovali, ale ich dosah poľskí kolegovia silne preceňujú. Pokiaľ sú o nich reálne dôkazy, predstavujú iba lokálny bočný vstup klastického materiálu do panny, kde donesený materiál bol dominujúcimi

pozdĺžnymi prúdmi rozplavovaný. Kužeľ v Liptovskej kotline a na Orave možno sledovať v dĺžkach nepresahujúcich 10 km a sú iba lokálnym fenoménom.

Chceme sa dotknúť ešte jednej aplikácie sedimentologického modelu na oblasť vnútrokarpatského paleogénu. V roku 1985 KULKA publikoval článok „Arni sedimentological model in the Tatra Eocene“. Vychádzal z modelu, ktorý ARNI (1965) vytvoril na základe vyhodnotenia vrstov v severoafričkom bazéne Sirte. Podľa tohto autora existuje miestami možnosť rozčleniť príbrežné sedimenty do viacerých pásiem okolo výrazných lavíc s numulitmi. Jeho zonácia pripomína zonácie rifových oblastí (porovn. FAGESTROM, 1987). Numulitové lavice vznikali buď na stabilných kontinentálnych platformách, alebo na nestabilných platformách v podmienkach silných a častých tektonických pohybov. Podľa tohto modelu veľké numulity preferovali iné prostredie, než hrubošoškovité numulity. To stačilo na to, aby KULKA spochybnil BIEDOM (1959, 1963) vytvorené stratigrafické postupnosti v obrube Tatier, a vyslovil názor, že ide o laterálne rozloženie numulitových schránok v zmysle Arniho modelu. Takýto výklad vylučuje postupnú transgresiu v oblasti Tatier.

Arniho model má nesporne zaujímavé črty a je vyjadrením snahy vysvetliť veľké nahromadenie numulitových schránok (v Poľsku má takáto hornina osobitné pomenovanie — jarczec). Poznajúc ekologické podmienky života veľkých foraminifer, najmä v svetle výskumov v recentných moriach (REISS—HOTTINGER, 1984 a i.), nemožno im priznať schopnosť budovať určité typy stavieb pripomínajúcich rify. Ich nahromadenie zrejme spôsobila mechanicky kombinovaná činnosť vln a morských prúdov, pričom miestami mohlo dôjsť aj k nápadnému veľkostnému vytriedeniu.

Postupná transgresia eocénneho mora na svahoch dnešných Tatier bola preukázaná i v Liptovskej kotline (GROSS—KÖHLER et al., 1980) a na Orave. Je tiež nepochybným faktom, že počas paleogénu existovali vyvýšené prahy, ktoré vytvárajúc prirodzené prekážky komplikovali sedimentačný režim a zaplňovanie bazénov. Naopak, niektoré dnešné elevácie (napr.

Branisko) v paleogéne nejestvovali, a nemohli zohrať úlohu zdrojových oblastí.

Paleogeografické podmienky v paleogéne Západných Karpát nedovoľovali vznik rozsiahlych karbonátových platií. Bránil tomu jednak morfológicky značne členitý podklad, jednak výrazný postup transgredujúceho mora od SZ na JV. Mohli sa vytvárať iba časovo a priestorovo ohraničené rudimentárne plošiny, ktoré s postupujúcou transgresiou zanikali, resp. posúvali sa v smere transgresie.

Zložitá topografia povrchu, pohyb jednotlivých kryh Západných Karpát, preukázaná postupná pomalá transgresia (v Liptovskej kotline koncom stredného eocénu 10—12 km/mil. rokov, v priabóne 1—6 km/mil. rokov), existencia prahov a depresií vytvárajú zo sedimentačného priestoru vnútrokarpatského paleogénu bazén so zložitou štruktúrou, kde možno očakávať členitú pobrežnú líniu a prítomnosť rôznych ostrovných kombinácií.

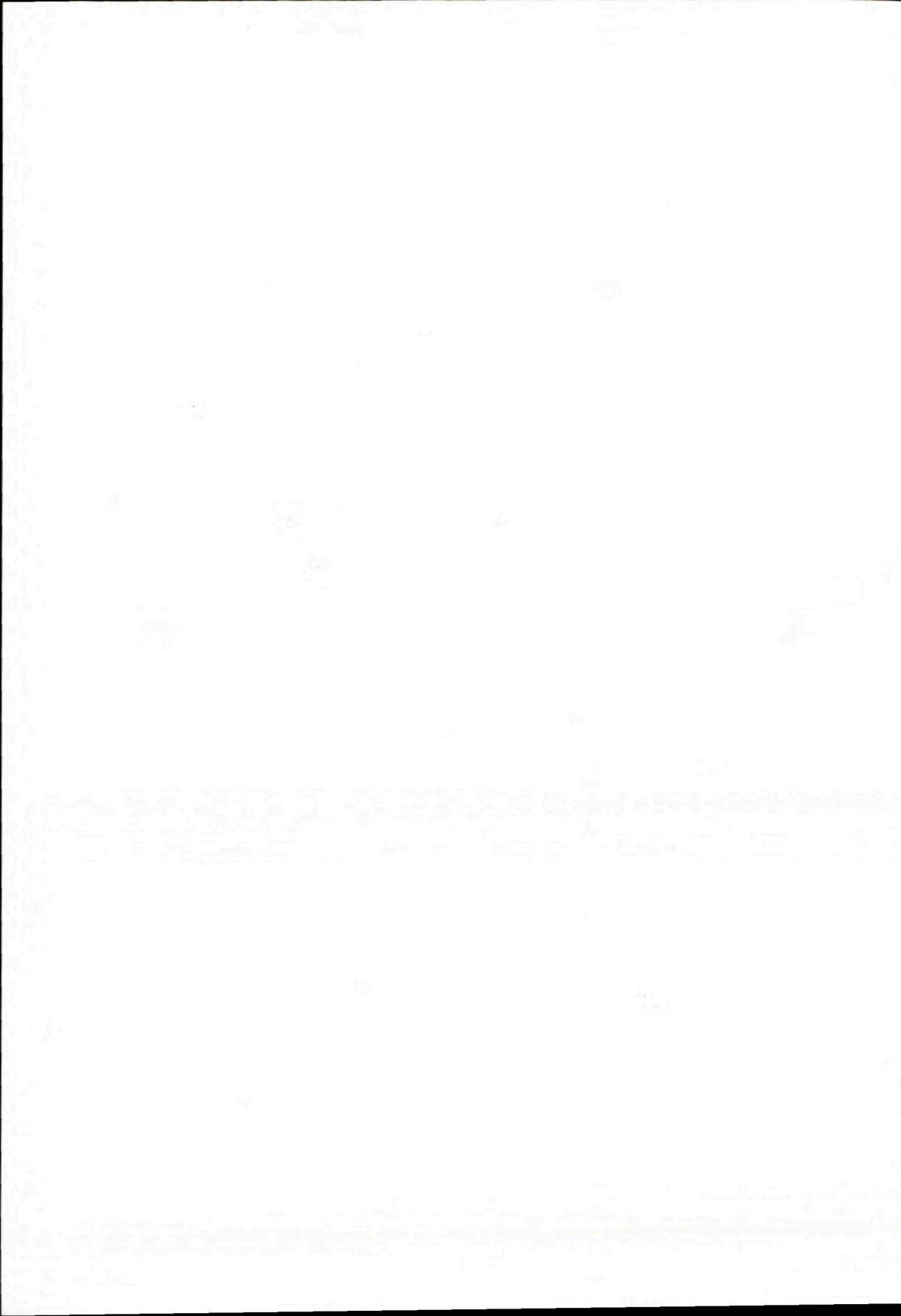
Za takýchto podmienok proklamované sedimentačné modely môžu nájsť uplatnenie iba v lokálnych podmienkach dobre preskúmaných čiastkových bazénov, ale ich aplikácia na rozsiahle plochy výskytu vnútrokarpatského paleogénu je neprijateľná.

Oceňujeme odvahu poľských geológov nájsť moderné sedimentologické vysvetlenie genézy sedimentov vnútrokarpatského paleogénu. Nemôžeme však akceptovať neoverené, ak nie vymyslené údaje. V úsilí neopakovať publikovanie neoverených a skreslených údajov vyslovujeme ochotu oboznámiť poľských kolegov s reálnymi faktmi, ktoré sú nám známe zo slovenských Karpát.

Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát. Bratislava, Vydav. Slov. akad. Vied., III, 392 s.
- ARNI, P., 1965: L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. Mém. Bur. Rech. géol. min. (Paris), 32, 7—20.
- BIEDA, F., 1959: Paleontologická stratygrafia eocénu tatrzaňského i fliszu podhalaňského. Biul. Inst. geol. (Warszawa), 149, 215—224.

- BIEDA, F., 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskie-go. *Prace Inst. geol. (Warszawa)*, 37, 215 s.
- GOLAB, J., 1952: Tektonika Podhala (streszczenie referatu). *Biul. Inst. geol. (Warszawa)*, 1.
- GOLAB, J., 1959: Zarys stosunków geologicznych flyszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. geol. (Warszawa)*, 149, 224—240.
- GROSS, P., 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 56, 109 až 124.
- GROSS, P., 1986: Nález tuftických pieskocov vo vnútrokarpatskom paleogéne Oravy. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 84, 157—164.
- GROSS, P.—KÖHLER, E. et al., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 242 s.
- GROSS, P.—KÖHLER, E.—BORZA, K., 1982: Zlepencové podmorské kužeľe z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 77, 75—86.
- GROSS, P.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 81, 103—117.
- FAGESTROM, J. A., 1987: The evolution of reef communities. *New York—Chichester—Brisbane—Toronto—Singapore, J. Wiley et Sons*, 592 s.
- KAHAN, Š., 1965: Über das Vorkommen interessanter exotischer Blöcke in den Zakopane Schichten in Paläogen bei Krivá in der Orava. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied. (Bratislava)*, 16, 143—147.
- KRÁL, J., 1983: Exotický balvan v Krivej — zvyšok oravskej kordiliéry? *Miner. slov. (Bratislava)*, 15, 1, 59—65.
- KULKA, A., 1985: Arni sedimentological model in the Tatra Eocene. *Kwart. geol. (Warszawa)*, 29, 1, 31—64.
- MARSCHALKO, R.—RADOMSKI, A., 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. geol. Kraków*, XXX, 3.
- MARSCHALKO, R.—RADOMSKI, A., 1970: Sedimentárne textúry a vývoj okrajových facií eocénneho flyša pri Ždiari (Vysoké Tatry). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 53, 85—100.
- MIŠÍK, M.—FEJDIOVÁ, O.—KÖHLER, E., 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 46, 161—171.
- REISS, Z.—HOTTINGER, L., 1984: The Gulf of Aqapa Ecological Micropaleontology. *Ecological Studies 50. Berlin—Heidelberg—New York—Tokyo, Springer Verlag*, 354 s.
- WALKER, R. G.—MUTTI, E., 1973: Turbidite facies and facies associations. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*
- WESTWALEWICZ-MOGILSKA, E., 1986: Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. *Przegl. geol. (Warszawa)*, 12, 690—698.
- WIECZOREK, J., 1989: Model Hecho dla fliszu podhalańskiego? *Przegl. geol. (Warszawa)*, 37, 9, 419 až 423.



JOZEF MICHALÍK—ZDENĚK VAŠÍČEK—VLADIMÍR BORZA

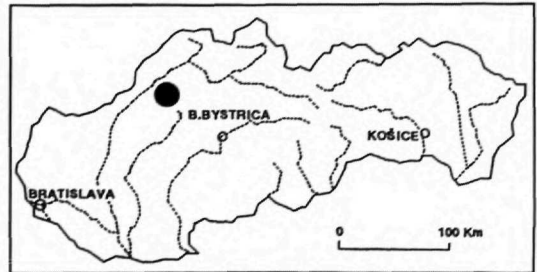
Biostratigrafia a mikrofácie vrchnojurskej a spodnokriedovej panvovej sekvencie v krížňanskom príkrove fatrika (profil Zrázy pri Dolnej Porube, Strážovské vrchy)

2 obr., 3 fototab. (XIX—XXI), angl. resumé

Abstract. This paper deals with Upper Jurassic-Lower Cretaceous biostratigraphy in one of the southernmost digitations of the Krížna Nappe based on microfossils (calpionellids and microproblematids), aptychi and (in certain layers) on ammonites. The data obtained documented hemipelagic development comparable with conditions in the Fatric Unit in the southern part of the Strážovské vrchy Mts.

Úvod

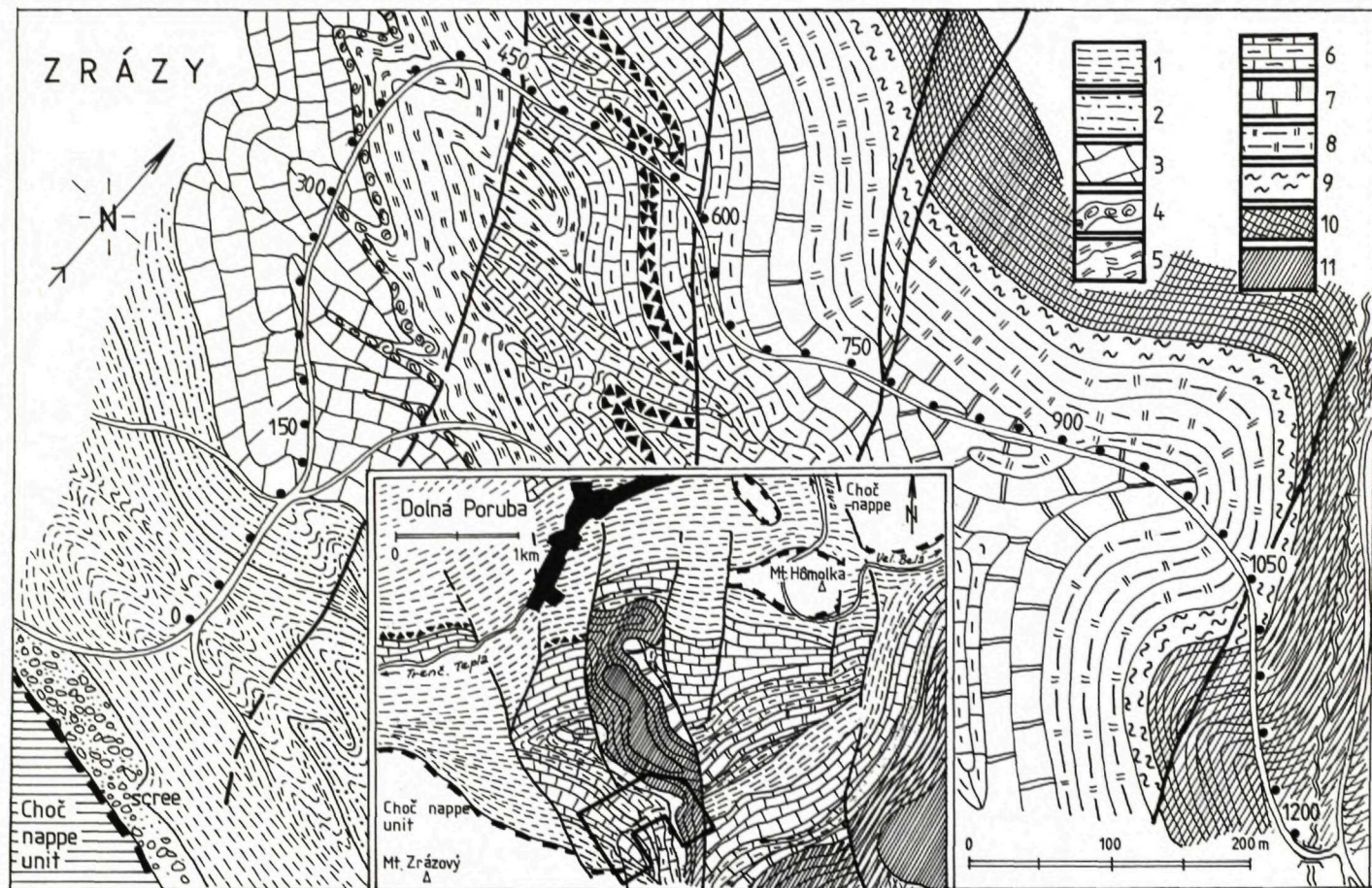
Vrchnojurské uloženie v sekvenciách centrálnych Západných Karpát zastupujú zväčša karbonáty, indikujúce všeobecné splytenie po „strednojurskom kolapse“ tetýdneho priestoru (MICHALÍK—VAŠÍČEK, 1989). Typickou fáciou týchto uložení sú viac či menej kondenzované (rýchlosť sedimentácie 1—3 mm za tisíc rokov) ružové a červené hľuznaté vápence typu Ammonitico Rosso (niedzické, čorštynské, agatské, steinmühlské súvrstvie). V depresiách medzi elevačnými zónami však pokračoval vývoj skôr panvového, eupelagického typu (oberalmské a barmsteinske súvrstvie, cf. MIŠÍK—SÝKORA, 1982, REHÁKOVÁ, 1991). Takýto vývoj je charakteristický aj pre južnejšie digitácie krížňanského príkrova v Strážovských vrchoch (BORZA et al., 1980; MICHALÍK—VAŠÍČEK, 1980; VAŠÍČEK—MICHALÍK, 1981; MICHALÍK et



al., 1990). Kimeridžské až titónske uloženie zle vetraného prostredia tu reprezentuje slienito-bridličnaté jaseninské súvrstvie.

Reorganizácia morských prúdení na začiatku kriedového obdobia zapríčinila rýchly rozvoj vápňitého planktónu (hlavne nanokónov), ktorého kostry (tvoria 60 i viac percent hornín) zmenili typ sedimentov v celej mediteránnej oblasti. V dobre prekysličenom eupelagickom prostredí vznikali vápencové súvrstvia podobné typu biancône (ladecké súvrstvie v manínskej jednotke, súvrstvie Padlej vody vo vysokom príkrove, osnické súvrstvie v krížňanskom príkrove fatrika, ktoré sedimentovali rýchlosťou 5 až 9 mm za tisíc rokov). Zástupcovia bentických organizmov v nich prakticky chýbajú, zvyšky nektonických organizmov sú veľmi vzácné. V kysuckej a pieninskej jednotke bradlového pásma tvoria tieto uloženie spodnú

RNDr. J. MICHALÍK, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
Prof. Ing. Z. VAŠÍČEK, DrSc., Katedra geologie a mineralogie, Vysoká škola báňská, tŕ. 17. listopadu, 801 00 Ostrava-Poruba
RNDr. V. BORZA, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1

1 — porubské súvrstvie, 2 — párnické súvrstvie, 3—6 — mráznické súvrstvie, 7 — osnické súvrstvie, 8, 9 — jaseninské súvrstvie, 10, 11 — súvrstvie červenkastových rádiolaritov a rádioláriových vápencov

časť monotónneho pieninského vápencového súvrstvia (VAŠÍČEK et al., 1992). Na druhej strane, na vyzdvihnutých eleváciách vo vonkajších i v centrálnych Západných Karpatoch sedimentovali plytkomorské súvrstvia (durštynský vápenec bradľového pásma, v tatriku centrálnych Západných Karpát súvrstvie Raptawickej Turne, alebo súvrstvie Starých Hláv, cf. MICHALÍK—REHÁKOVÁ—ŽÍTT, 1992) s faunou bentických krinoidov a mäkkýšov.

Polohy nozdrovickej brekcie, ktoré sa občas vyskytujú v panvových sedimentoch fatrika, obsahujú zväčša klasty karbonátov podložných pelagických súvrství; klasty z okrajov panvy nie sú častým javom. Tento fakt indikuje vznik brekcie zo sutinových prúdov pozdĺž vznikajúcich zlomových stupňov vnútri panvy.

Rozdiel medzi panvovými a elevačnými oblasťami sa počas spodnej kriedy zväčšoval. V panvách tatrika a fatrika od valanžínu až do spodného aptu sedimentovali hemipelagické súvrstvia (schrambašské, ladecké, lučivnianske, mrázničné, koščieliské, hlbočské súvrstvie). Občas sa v nich vyskytujú vložky kalciturbiditových hornín, obsahujúcich časté úlomky plytkomorských organizmov a karbonátov.

Rast plytkomorských karbonátových plôšín sa začal v závere hoterivu, pokračoval počas barému a aptu až do konca spodného albu. Uprostred albu nastal kolaps dna paniev, spreádzaný ukončením karbonátovej sedimentácie prakticky v celej mediteránnej oblasti.

Profil Zrázy je odkrytý v 1200 metrov dlhom záreze lesnej cesty v severnom svahu rovnomenného vrchu pri Dolnej Porube (obr. 1). Sekvencia tohto, v spodnej časti tektonicky komplikovaného profilu (spolu s profilom Strážovce, opísaným in BORZA et al., 1980 a MICHALÍK et al., 1990) dobre ilustruje priebeh sedimentácie v jednej z čiastkových paniev fatrika. Počas celej spodnej kriedy tu prevládali eupelagické a hemipelagické typy sedimentov, charakterizované slienitými aptychovými a škvrnitými vápencami. Pomerne dobré zastúpenie zvyškov aptychov a kalpionelíd v tejto sekvencii poskytuje možnosť biostratigraficky i paleogeograficky korelovať tento vývoj s vývojom v plytkomorských oblastiach.

Litostratigrafia a mikrofácie

Súvrstvie červenkastosivých rádiolaritov a rádioláriových vápencov (úsek zárezu medzi 1200—1100 m)

Na báze profilu vystupuje 70—90 m mocný komplex rádioláriových wackestonov s dominantným zastúpením kalcifikovaných rádiolárií. Ojedinele sú prítomné ihlice húb, vlákna tenkostenných lastúrníkov a detrit bentických krinoidov. Z minerálnych prímiesí je prítomný klastický a autigénny kremeň. V študovanom profile tento komplex nebol detailnejšie vyhodnotený. V profile Strážovce v tomto súvrství bola identifikovaná vrchnokelovejská a spodnooxfordská rádioláriová fauna (BORZA—PETERČÁKOVÁ, 1990) s druhmi *Emiluvia sedecimporata* (RUST), *Higumastra imbricata* (OŽVOLDOVÁ), *Mirifusus mediodilatus* (RUST), *Podobursa spinosa* (OŽVOLDOVÁ), *P. triacantha* (FISCHLI), *Staurosphaera tympanica* OŽVOLDOVÁ, *Tetratrabs bulbosa* BAUMGARTNER.

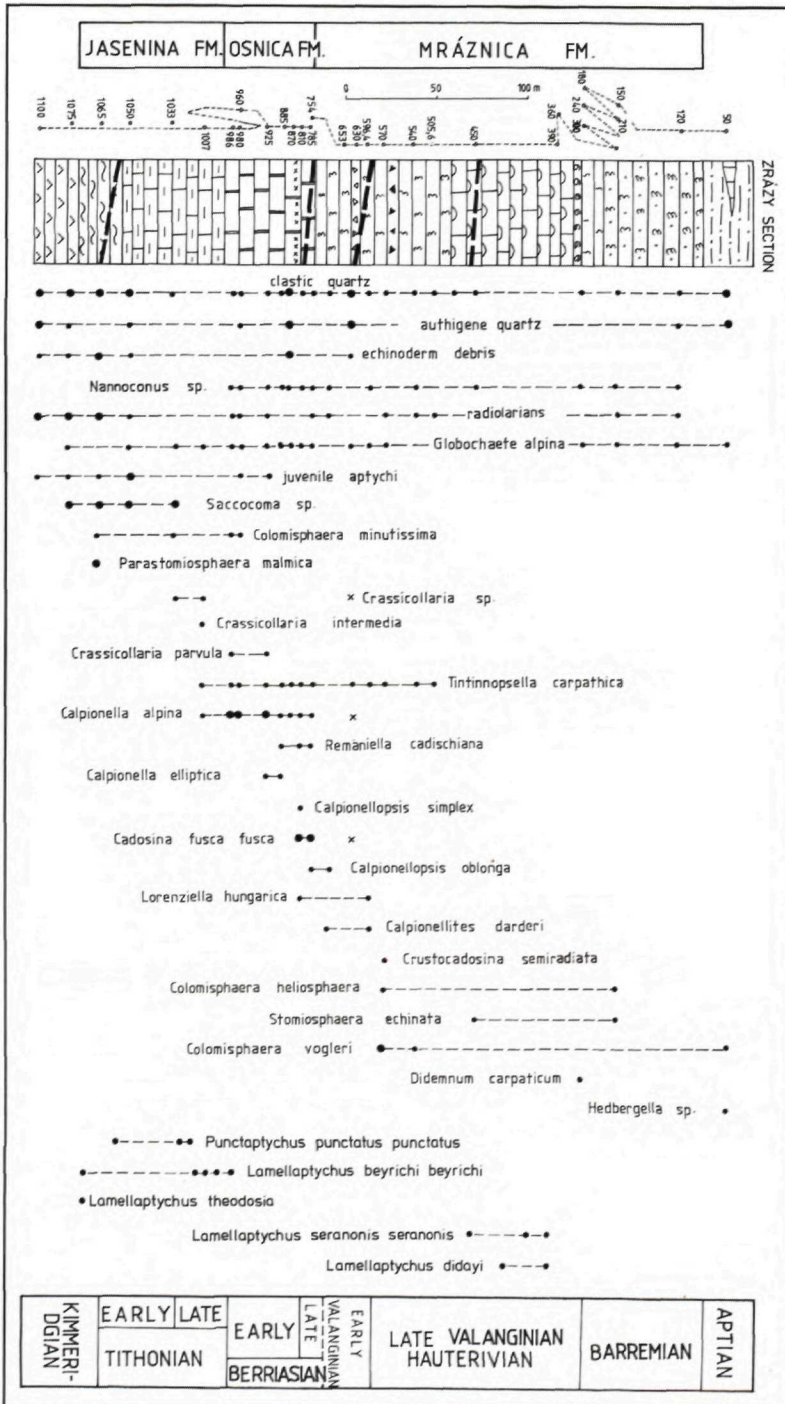
Jaseninské súvrstvie (1075—990 m)

Hranica s podložným súvrstvom nie je zreteľná. Uvedené súvrstvie možno na základe litológie rozčleniť na dve litofácie.

a) *Litofácia kremítych sakokómových wackestonov* (1075—1034 m)

Z organických zvyškov sú hojne zastúpené prierezy planktonických krinoidov *Saccocoma sp.* koncentrované do lamín (1075 m), kalcifikované rádiolárie a úlomky aptychov. Ojedinele sú prítomné ihlice húb, globochéty, vlákna tenkostenných lastúrníkov a články krinoidov. Z minerálnych prímiesí je hojný klastický a autigénny kremeň, ojedinelé sú lupienky muskovitu. Identifikované mikrofosílie: *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera minutissima* (COLOM). HALIČKOVÁ (1984) a VAŠÍČEK (1991) identifikovali aptychy *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (OPPEL), *L. cf. theodosia* (DES-HAYES), *Punctaptychus punctatus punctatus* (VOLTZ).

Výrazná sakokómová mikrofácia s *Parasto-*



Obr. 2 Distribúcia mikro- a makrofosílií v profile Zrázy

miosphaera malmica (BORZA) umožňuje zaradiť túto litofáciu do kimeridžu — spodného titónu.

b) *Litofácia sivých bridličnatých mudstonov*
(1033—990 m)

Pre uvedenú litofáciu je charakteristický úbytok hojnosti rádiolárií, posledné výskyty sako-kóm a objavenie sa zástupcov čeľade *Calpionellidae* s druhmi *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Cr. massutiniana* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ (veľké variety) a drobnejšie variety *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), ktoré sú charakteristické pre vrchnotitónsku krasikoláriovú subzónu *Intermedia* (REMANE et al., 1986). Aptychovú faunu zastupujú druhy *Punctaptychus punctatus punctatus* (VOLTZ), *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (OPPEL), *L. submortilleti* TRAUTH.

Osnické súvrstvie (989—690 m)

Osnické súvrstvie reprezentuje 50 m mocný súbor vápencov typu „biancône“ — mikritických nanokónových mudstonov s porcelánovitým lomom. Na základe distribúcie kalpionelovej fauny môžeme vyčleniť:

a) *Kalpionelovú mikrofáciu* (986—885 m), ktorá je spočiatku reprezentovaná monoasociáciou malých globulárnych foriem *Calpionella alpina* LORENZ, sprevádzanou veľkými varietami *Tintinnopsella carpathica* (MURG et FIL.), globochétami, kalcifikovanými rádioláriami, úlomkami aptychov a veľmi ojedinele *Colomisphaera minutissima* (COLOM). Vo vyšších častiach súvrstvia (925 m) k uvedenej asociácii prístupujú *Calpionella elliptica* CADISCH a *Remaniella cadischiana* (COLOM). Prezentovaná kalpionelová fauna zastupuje spodnoberiasť zónu *Calpionella*.

b) *Mikrofáciu Calpionellopsis* (827—690 m) charakterizuje úbytok hojnosti *C. alpina* LORENZ a objavenie sa vrchoberiasť a raných spodnovalanžinských foriem *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), ktoré sú sprevádzané veľkými varietami *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.), *T. longa* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (CO-

LOM) a silicifikovanými *Cadosina fusca fusca* WANNER. Ojedinele sú prítomné kalcifikované rádiolárie a globochéty.

V horizonte 870 m vystupuje vložka mikrobrekciovitých packestonov s echinodermovým detritom. V mikritových klastoch sú prítomné veľké variety *C. alpina*, menšie formy *Tintinnopsella carpathica*, globochéty a ostrakódy. Hojný je klastický a autigénny kremeň. Identifikovaná asociácia indikuje pravdepodobne erodované sedimenty vrchnotitónskej subzóny *Intermedia*.

Mráznické súvrstvie (689—90 m)

Vo faciálne pestrých sedimentoch mráznického súvrstvia môžeme vyčleniť:

a) *Litofáciu sivých slienitých škvŕnitých vápencov s vložkami slietov* („spodné škvŕnité vápence“), ktorá je reprezentovaná 70 m mocnou polohou mikritických mudstonov (689 až 476 m). Z organických zvyškov sú prítomné nanokóny, globochéty a relatívne chudobná kalpionelová fauna. V spodnej časti (689 až 582 m) nachádzame mikrofaunu vyššej spodnovalanžinskej zóny *Calpionellites* reprezentovanú druhmi *C. darderi* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.), *T. longa* (COLOM), *Lorenziella hungarica* (KNAUER et NAGY) a posledné výskyty *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH).

Vo vyššej časti (583—476 m) kalpionelovú faunu reprezentuje iba druh *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.), ktorá je sprevádzaná nanokónmi a asociáciou kolomisfér a krustokadosín *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Crustocadosina semiradiata* (WANNER). Uvedené spoločenstvo mikroplanktónu je charakteristické pre vrchnovalanžinsko-hoterivskú zónu *Tintinnopsella* (BORZA, 1984). Ojedinele sa vyskytujú aptychy *Lamellaptychus* cf. *mortilleti* (PICTET et LORIGL), *L. ex gr. noricus* (WINKLER), *L. cf. didayi* (COQUAND) a zle zachované amonity *Bochianites* ex gr. *oosteri* SARASIN—SCHÖNDELMAYER a *Olcostephanus* sp., svedčiace o vrchnovalanžinskom veku.

V horizonte 630 m vystupuje vložka mikrobrekciovitého packestonu zrejme turbiditového pôvodu. V základnej mikrosparitickej hmote sú

prítomné dva druhy klastov. Prvý z nich zastupujú mikritové klasty s vrchnotitónskou a spodnoberieskou pelagickou faunou reprezentovanou druhmi *Crassicollaria sp.*, *Crassicollaria intermedia* a *Calpionella alpina*. Druhý typ je reprezentovaný sparitovými bioklastami s asociáciami plytkovodnej fauny zahŕňajúcej cyklostomátne bryozoá, sesilne foraminifery a echinodermové články.

b) *Litofácia sivých slienitých aptychových vápencov* (475—311 m) je zastúpená 65 m mocnou sekvenciou mikritických nanokónových mudstonov. Organické zvyšky zastupujú nanokóny, ojedinele kalcifikované a silicifikované rádiolárie, ostrakódy a stomiosféry *S. wanneri* BORZA, *S. echinata* NOWAK. Aptychová fauna je reprezentovaná spodnoterivskou asociáciou *Lamellaptychus seranonis seranonis* (COQUAND), *Lamellaptychus didayi* (COQUAND), jediný amonit z okruhu rodu *Lyticoceras* HYATT naznačuje vrchno-spodnoterivský vek. V najvyššej časti uvedeného úseku bol nájdený vrchnohoterivský amonit *Crioceratites majoricensis* (NOLAN).

c) *Pseudothurmanniový horizont* (310 až 290 m) je charakteristický hojným výskytom amonitov rodov *Crioceratites* LÈVEILLÉ a *Pseudothurmannia* SPATH. Litologicky je tvorený zelenosivými, sivými a tehlovočervenými slienitými doskovitými vápencami. Ešte pred desiatimi rokmi boli vrstvy s pseudothurmanniami interpretované ako spodnobaremske (napr. v Západných Karpatoch ADAMÍKOVÁ et al., 1983). Posledné kolokviá o spodnokriedových amonitových zónach mediteránnej oblasti v Digne (1990) a Mule (1992) dospeli k názoru, že uloženie s pseudothurmanniami predstavujú najvyššiu časť vrchného hoterivu.

d) *Litofácia zvonivých hrubolavicovitých škvŕnitých vápencov* (vrchné škvŕnité vápence, 289—250 m a 200—90 m), je zastúpená 50 m mocnou polohou nanokónových mudstonov s veľmi chudobnou faunou. Na tejto báze sa vyskytujú ojedinelé zvyšky posledných aptychov, dokazujúcich najvyšší hoteriv. Okrem nanokónov sú prítomné ojedinele kalcifikované rádiolárie, ostrakódy, globochéty, *Stomiosphera echinata* NOWAK, *Didemnum carpathicum* MIŠÍK et BORZA. Z minerálnych prímiesi je prítomný klastický a autigénny kremeň a veľmi ojedinele pyritová prímies.

e) 250—200 m: *slienité vápence*. Na úrovni 240 m bol nájdený drobný limonitizovaný amonit z okruhu druhu *Karsteniceras pumilum* (UHLIG), ktorý je charakteristický pre spodný barém.

Súvrstvie slienov s nepravidelnými vložkami vápencov
(párnické súvrstvie: 90—60 m)

Sparitické detritické vápence obsahujú zvýšený podiel autigénneho a klastického kremeňa. Z organických zvyškov sú prítomné echinodermové články a prierezy planktonickými foraminiferami *Hedbergella* sp. Na základe analógie ich začleňujeme do aptu.

Súhrn

Profil Zrázy odкрýva sekvenciu vrchnokelovských až aptských karbonátov v križňanskom príkrove. Túto sekvenciu tvoria komplexy rádiolaritov až rádioláriových vápencov (ruhpoldingské súvrstvie), kremitých sakokómových wackestonov a mudstonov (jaseninské súvrstvie), mikritových nanokónových mudstonov (osnické súvrstvie), slienitých škvŕnitých mudstonov (mráznické súvrstvie) a sivých slienovcov s ojedinelými vložkami slienitých vápencov (párnické súvrstvie). V nadloží posledného člena spočíva bridličnaté albské až spodnocenomanské porubské súvrstvie. Horniny v profile obsahujú množstvo zvyškov vápnitého mikroplanktónu, rádiolárie, ihlice hubiek a detrit z redeponovaných kostier bentických organizmov. Zvyšky nektonickej makrofauny zastupujú aptychy a oveľa vzácnejšie zvyšky amonitov.

Vek jednotlivých litologických členov bol stanovený na základe výskytu planktonických krinoidov, karpionel a iného mikroplanktónu, ako aj aptychov a amonitov.

Prostredie, v ktorom sa študovaná sekvencia usadila, možno charakterizovať ako hemipelagickú časť morskej panvy. Dno ležalo síce nad hladinou CCD, ale výrazne pod úrovňou ACD. Sekvenciu možno porovnávať s profilom Strážovce, opísanom in BORZA et al. (1980) a MIČHALÍK et al. (1990), s tým, že zrejme predstavu-

je distálnejšie časti dna, kde sa už natoľko neuplatnil vplyv turbiditových prúdov. Na druhej strane, na zreteľné splytčenie (najmä počas najvrchnejšieho hoterivu) poukazuje výskyt pseudothurmanniových vrstiev.

Literatúra

- ADAMÍKOVÁ, G.—MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z., 1983: Composition and ecology of the "Pseudothurmannia fauna", Lower Barremian of the Krížna Nappe in the Strážovské vrchy Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 34, 5, 591—615.
- BORZA, K.—GAŠPARIKOVÁ, V.—MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z., 1980: Upper Jurassic — Lower Cretaceous sequence of the Krížna Nappe (Fatric) in the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 4, 541—562.
- 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. (Bratislava), 35, 5, 539—550.
- BORZA, V.—PETERČÁKOVÁ, M., 1990: The Jurassic/Cretaceous boundary in the Strážovce section (Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians). Atti 3. Conv. Int. F. E. A., Pergola 1990, in press.
- HALIČKOVÁ, A., 1984: Biostratigrafické vyhodnotenie profilu Zrázy na základe aptychov. Manuskript — archív Katedry geol. a mineral., Vysoká škola báňská, Ostrava.
- MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z.—BORZA, V., 1990: Aptichy, tintinidy a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrství v profile Strážovce/zliechovská jednotka križňanského príkrovu, Strážovské vrchy, centrálné Západné Karpaty. Zem. Plyn Nafta (Hodonín) 9a, 69—92.
- MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z., 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového priestoru križňanského príkrovu Strážovskej hornatiny. Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. Kľúčové územia a metódy riešenia III. Sekcia C, Bratislava, 265—290.
- MICHALÍK, J.—VAŠÍČEK, Z., 1989: Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the Czechoslovakian Western Carpathians. In Wiedmann J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proc. 3th. Intern. Cret. Symposium Tübingen 1987, Stuttgart, 505—523.
- MICHALÍK, J.—REHÁKOVÁ, D.—ŽÍTT, J., 1992: Upper Jurassic and Lower Cretaceous facies, microplankton and crinoids in the Kuchyňa Unit, Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), in press.
- MIŠÍK, M.—SÝKORA, M., 1982: Alodapische Barmsteinkalke in Malm des Gebirges Čachtické Karpaty, Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 1, 51—78.
- REHÁKOVÁ, D., 1991: Litostratigrafia, sedimentológia a paleogeografické vzťahy jurských a spodnokriedových sekvencií Východných Álp a Západných Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. SAV, Bratislava.
- REMANE, J.—BAKALOVA-IVANOVA, D.—BORZA, K.—KNAUER, J.—NAGY, I.—POP, G.—TARDI-FILÁČZ, E., 1986: Agreement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the 2nd planktonic conference, Roma 1970. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. (Budapest), 29, 1—2, 5—14.
- VAŠÍČEK, Z., 1991: Hlavonožcová biostratigrafie spodnokriedových uloženín čsl. Západných Karpát. Manuskript — archív Vys. Škola báňská, Ostrava.
- VAŠÍČEK, Z.—MICHALÍK, J., 1981: Remarks to the Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the northern part of the Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 1, 143—153.
- VAŠÍČEK, Z.—REHÁKOVÁ, D.—MICHALÍK, J.—PETERČÁKOVÁ, M.—HALÁSOVÁ, E., 1992: Amonity, aptichy, nano- a mikroplanktón zo spodnokriedového pieninského súvrstvia. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 16, 43—57.

JOZEF MICHALÍK—ZDENĚK VAŠÍČEK—VLADIMÍR BORZA

The Upper Jurassic-Lower Cretaceous biostratigraphy and microfacies of a basin sequence in the Krížna Nappe of the Fatric

(Zrázy section near Dolná Poruba, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians)

The Zrázy section exposed a Late Callovian-Aptian carbonate sequence of the Krížna Nappe. The limestones of the sequence contain rich associations of

microplankton, calcareous nannoplankton, sponge spicules and debris of redeposited benthic organisms. Remains of nektonic macrofauna are represented by

aptychi and occasionally by ammonites. The stratigraphic division of the carbonate complex is based on planktonic crinoids, calpionellids, microproblematics and aptychi. The Zrázy section consists of the following formations:

Ruhpolding Formation — Late Calovian-Oxfordian radiolarites and radiolarian limestones;

Jasenina Formation — Kimmeridgian-Late Tithonian Saccocoma-siliceous wackestones and marly mudstones;

Osnica Formation — Berriasian-lower early Valanginian micritic nannocone mudstones;

Mrázňica Formation — Upper Early Valanginian-Barremian spotted marly and aptychi limestones;

Párnica Formation — Aptian marls with irregular limestones layers.

The Albian-Early Cenomanian marls of the Poruba Formation overly the carbonate complex. The environment in which the sequence studied was deposited, may be regarded as a hemipelagic part of a marine basin. Although the bottom was situated above the CCD level, it was significantly below the ACD level. The sequence may be compared with the Strážovce profile described by BORZA et al. (1980), MICHALÍK et al. (1990). On the other hand the occurrence of the Pseudothurmannia Beds indicates a decreasing depth during the uppermost Hauterivian.

Vysvetlivky k fototabulkám XIX—XXI

Tab. XIX

Obr. 1 *Parastomiosphaera malmica* (BORZA). Jaseninské súvrstvie, 1065 m. Spodný titón.

Obr. 2 *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA). Jaseninské súvrstvie, 1033 m. Vrchný titón, subzóna *Intermedia*.

Obr. 3 *Crassicollaria parvula* REMANE. Osnické súvrstvie, 986 m. Spodný berias, subzóna *Calpionella alpina*.

Obr. 4 *Calpionella alpina* LORENZ. Osnické súvrstvie, 960 m. Spodný berias, subzóna *C. alpina*.

Obr. 5 *Calpionella elliptica* CADISCH. Osnické súvrstvie, 925 m. Spodný berias, subzóna *C. elliptica*.

Obr. 6 *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.). Osnické súvrstvie, 810 m. Vrchný berias, subzóna *Simplex*.

Obr. 7 *Tintinnopsella longa* (COLOM). Osnické súvrstvie, 810 m. Vrchný berias, subzóna *Simplex*.

Obr. 8 *Calpionellopsis simplex* (COLOM). Osnické súvrstvie 810 m. Vrchný berias, subzóna *Simplex*.

Obr. 9 *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH). Mrázňické súvrstvie, 785 m. Vrchný berias, subzóna *Oblonga*.

Obr. 10 *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY. Mrázňické súvrstvie, 689 m. Spodný valangin, zóna *Calpionellites*.

Obr. 11 *Calpionellites darderi* (COLOM). Mrázňické súvrstvie, 653 m. Spodný valangin, zóna *Calpionellites*.

Obr. 12 *Cadosina fusca fusca* WANNER. Osnické súvrstvie, 810 m. Vrchný berias, subzóna *Simplex*.

Obr. 13 *Crustocadosina semiradiata* (WANNER). Mrázňické súvrstvie, 570 m. Vrchný valangin—hoteriv, zóna *Tintinnopsella*.

Obr. 14 *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER).

Mrázňické súvrstvie, 570 m. Vrchný valangin—hoteriv zóna *Tintinnopsella*.

Obr. 15 *Stimiosphaera wanneri* BORZA. Mrázňické súvrstvie, 456,30 m. Vrchný valangin—hoteriv, zóna *Tintinnopsella*.

Všetky mikrofotografie kalpionelíd a mikroproblematic sú zväčšené 265 ×, vyobrazené druhy sú z profilu Zrázy.

Tab. XX

Obr. 1 Sakokómovo-apytychová mikrofácia. Profil Zrázy, jaseninské súvrstvie, 1075 m. Kimeridž, zväčšenie 55 ×.

Obr. 2 Mikrofácia s *Calpionellopsis simplex* (COLOM) a *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FIL.). Profil Zrázy, osnické súvrstvie, 810 m. Vrchný berias, zväčšenie 118 ×.

Tab. XXI

Obr. 1 *Punctaptychus punctatus punctatus* (VOLTZ). Profil Zrázy, jaseninské súvrstvie, 1020 m. Vrchný titón. Zväčšenie 1 ×.

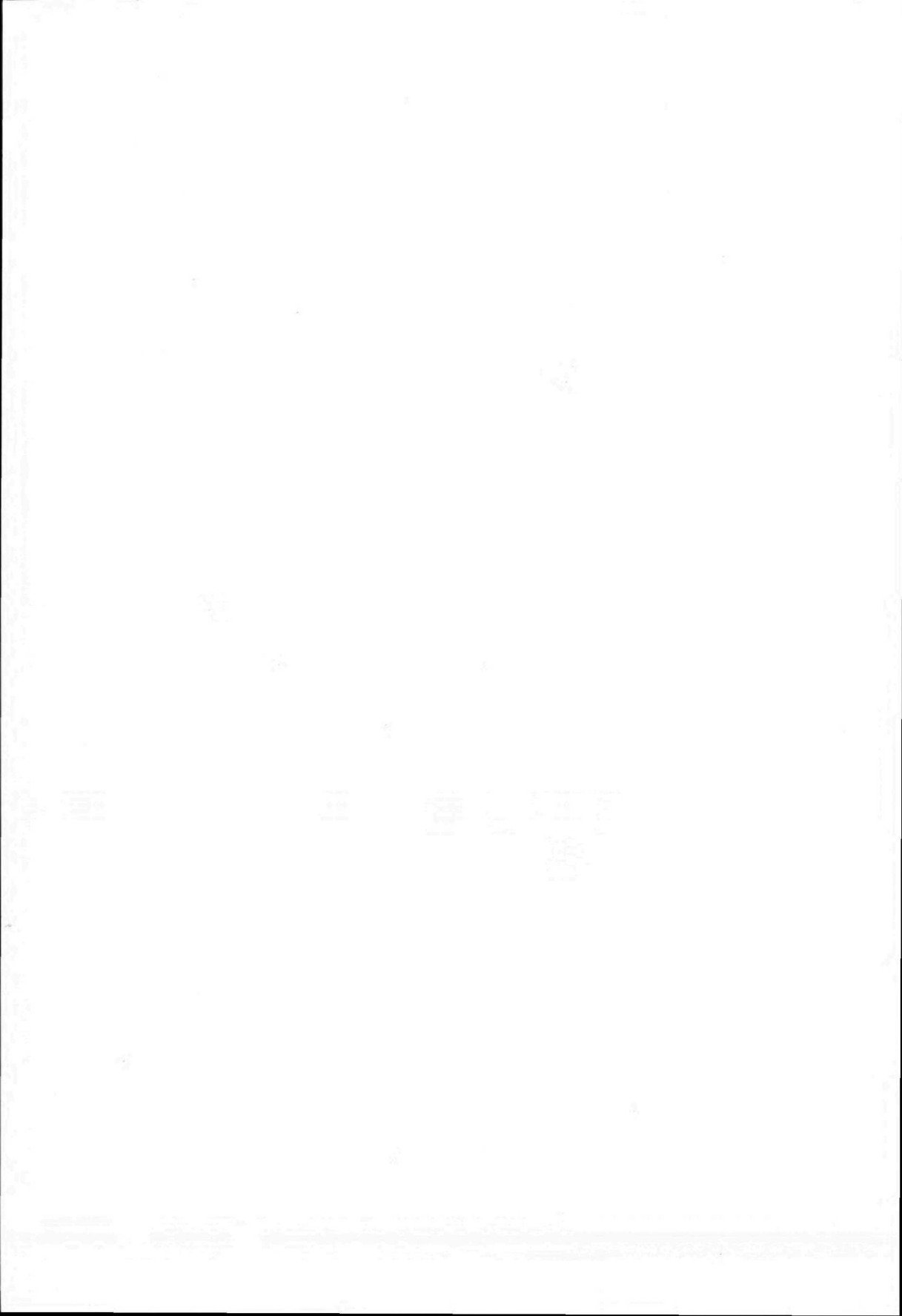
Obr. 2 *Lamellaptychus studeri* (OOSTER). Profil Zrázy, osnické súvrstvie. Spodný berias. Zväčšenie 2 ×.

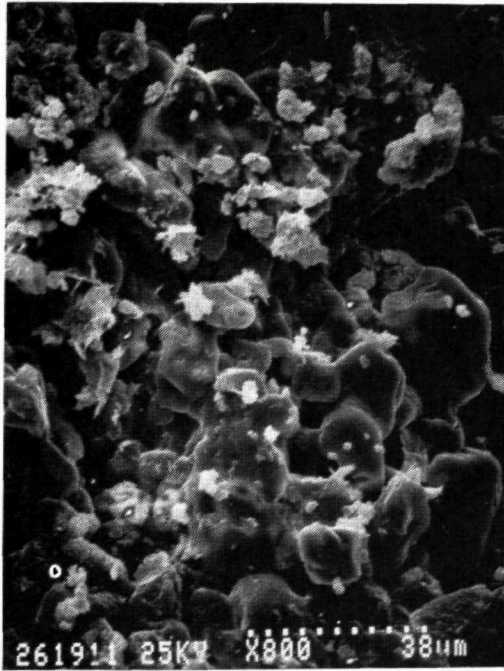
Obr. 3 *Lamellaptychus seranonis seranonis* (COQUAND). Profil Zrázy, mrázňické súvrstvie, 400 m. Spodný hoteriv. Zväčšenie 1 ×.

Obr. 4 *Lamellaptychus didayi* (COQUAND). Profil Zrázy, mrázňické súvrstvie, 420 m. Spodný hoteriv. Zväčšenie 1 ×.

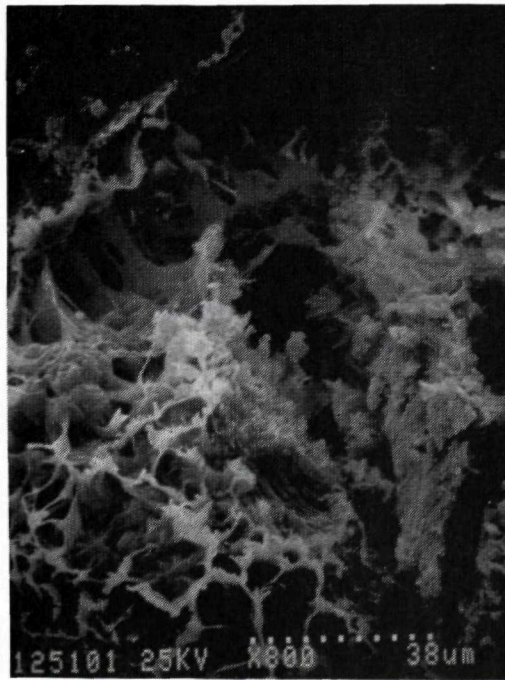
Obr. 5 *Lamellaptychus submortilleti* TRAUTH. Profil Zrázy, jaseninské súvrstvie. 1000 m. Najvyšší titón. Zväčšenie 1 ×.

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXI

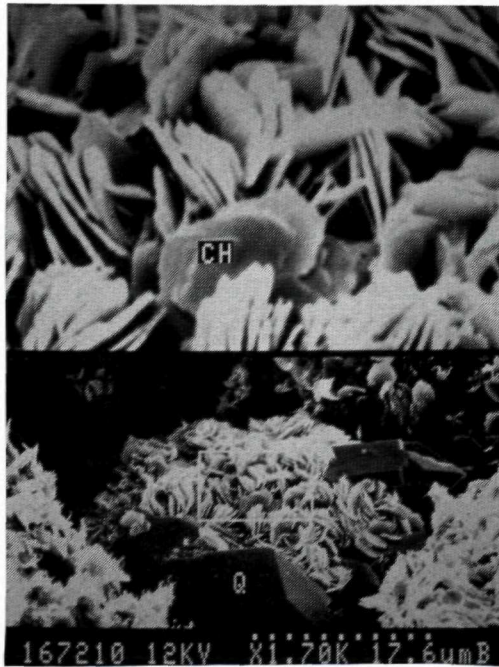
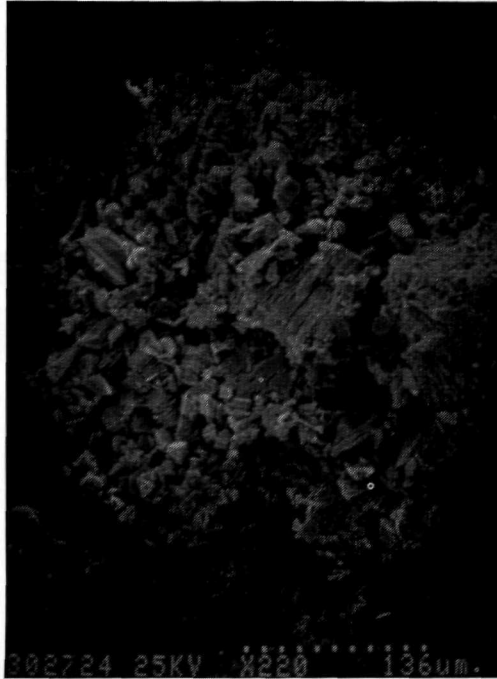


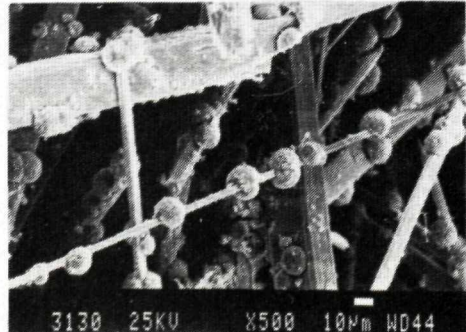
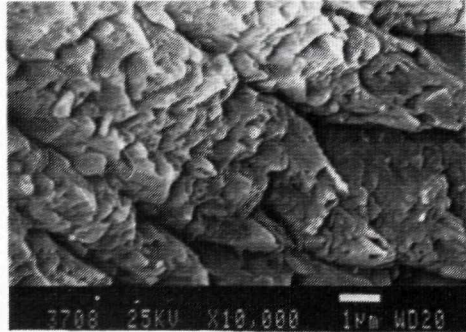
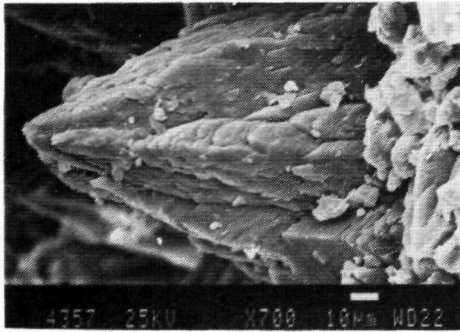
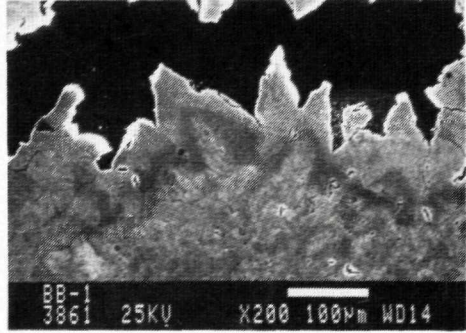
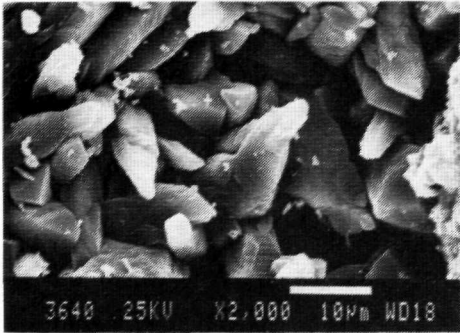
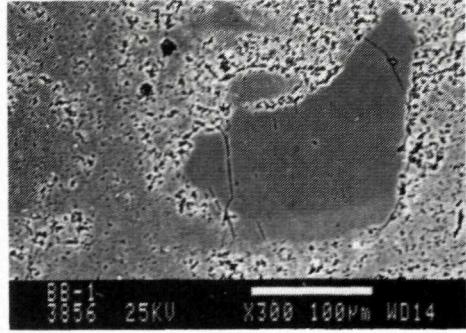
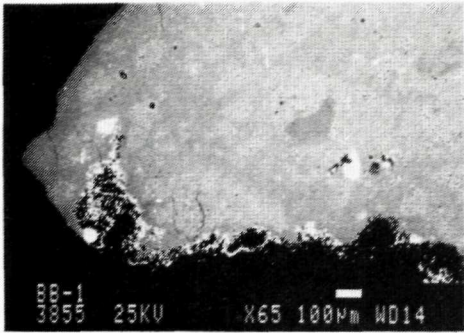


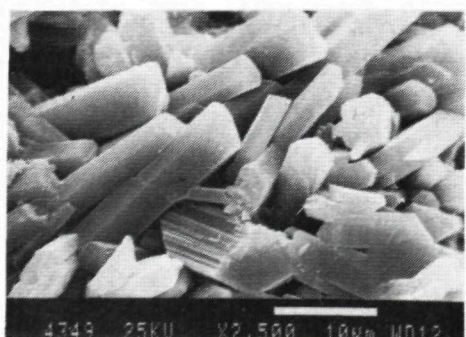
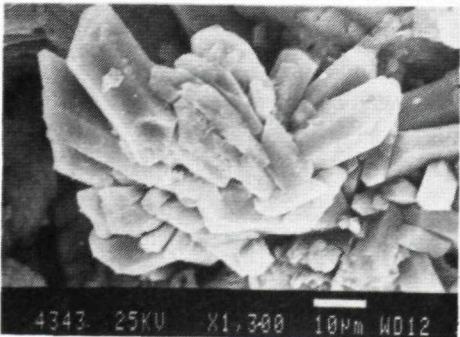
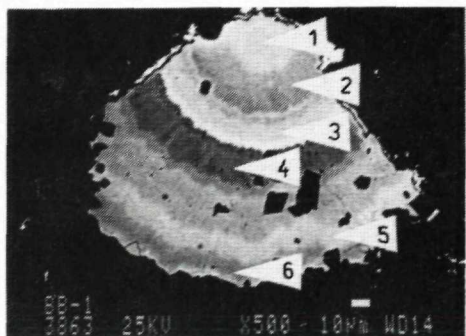
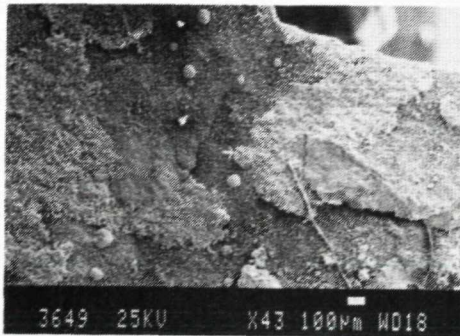
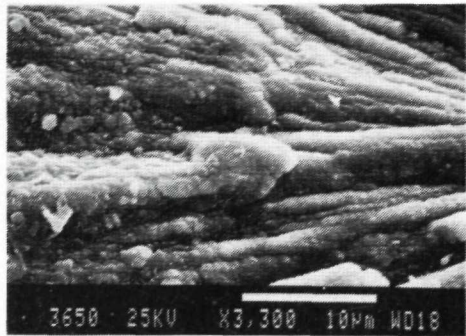
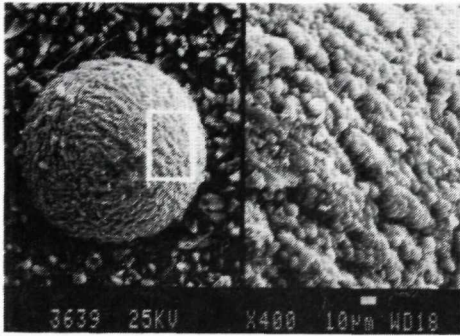
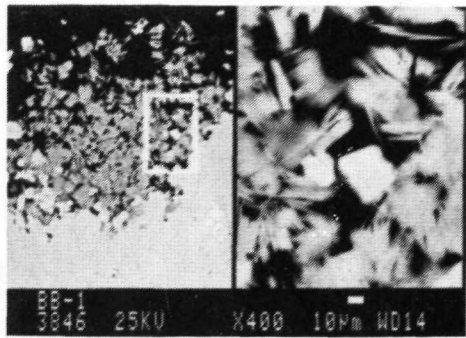
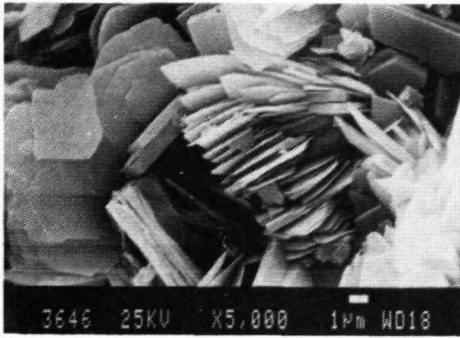
1

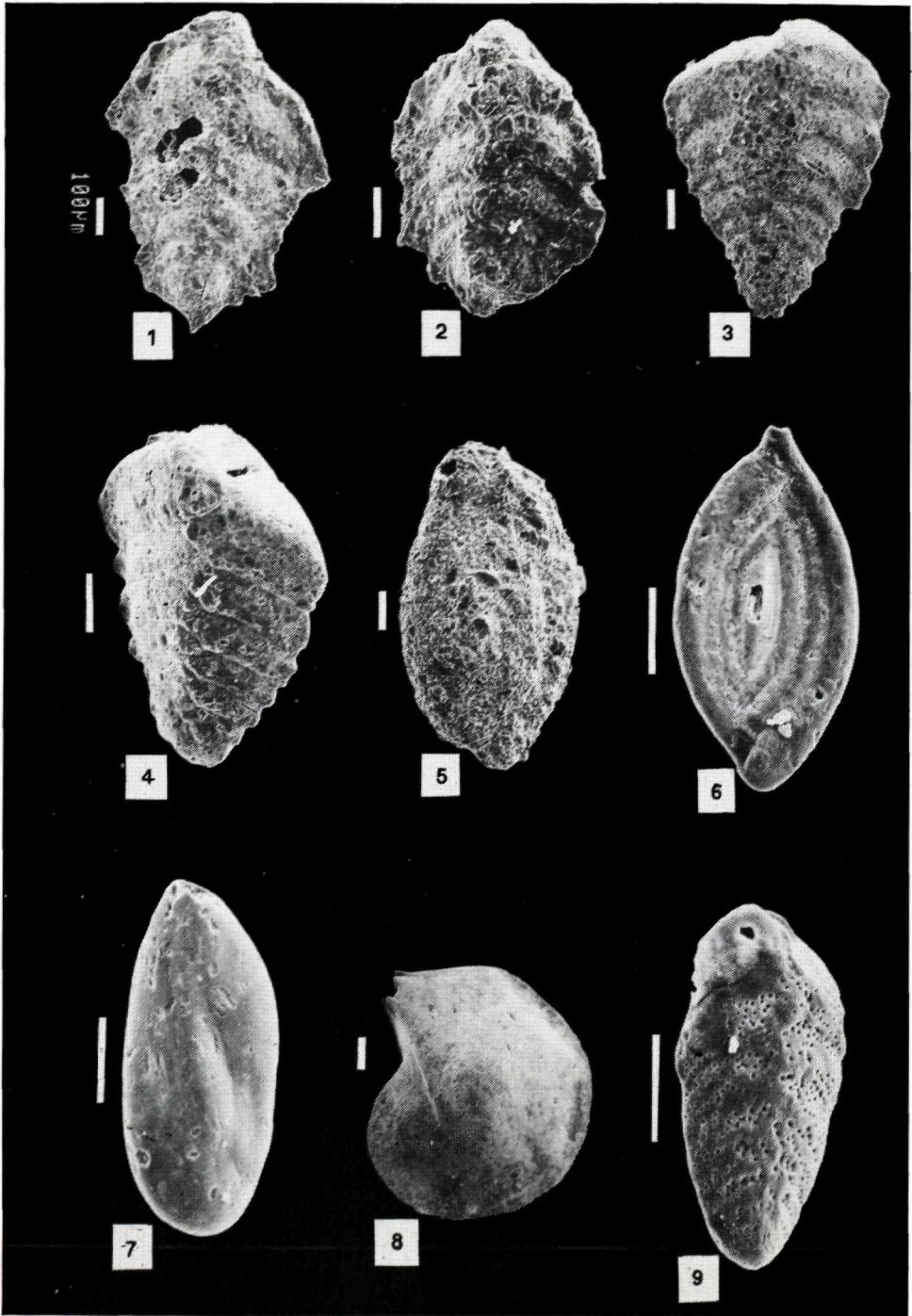


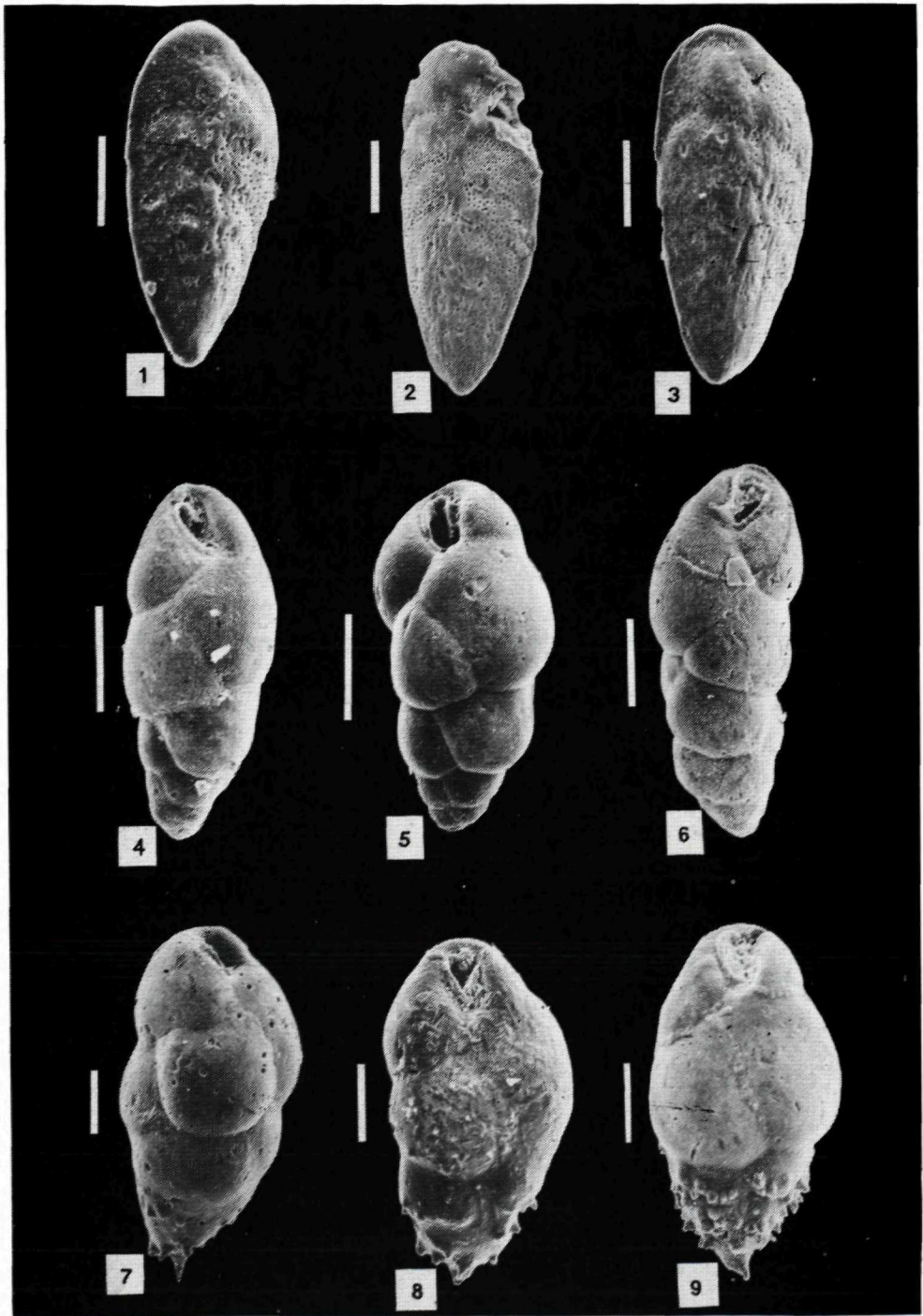
2

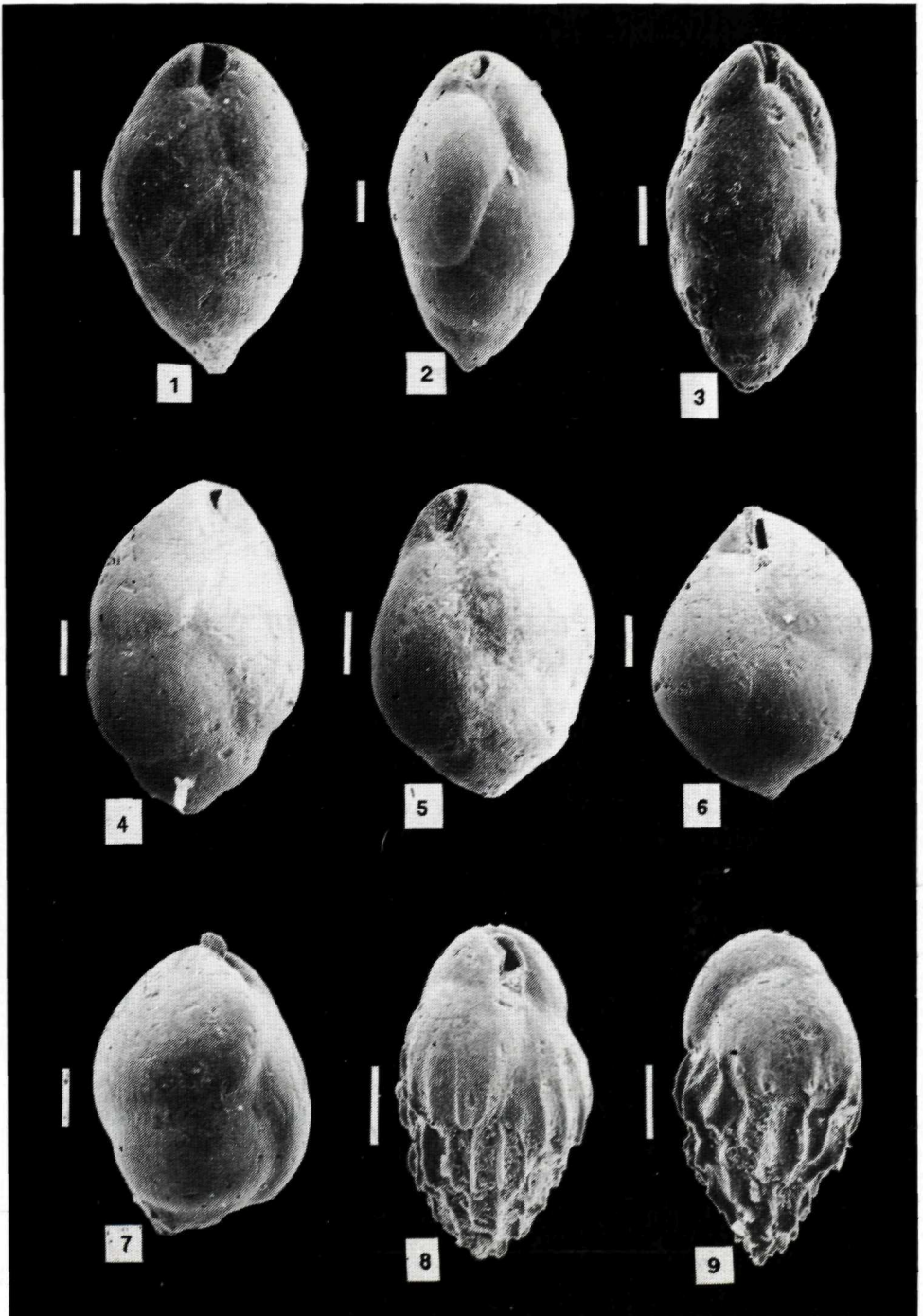


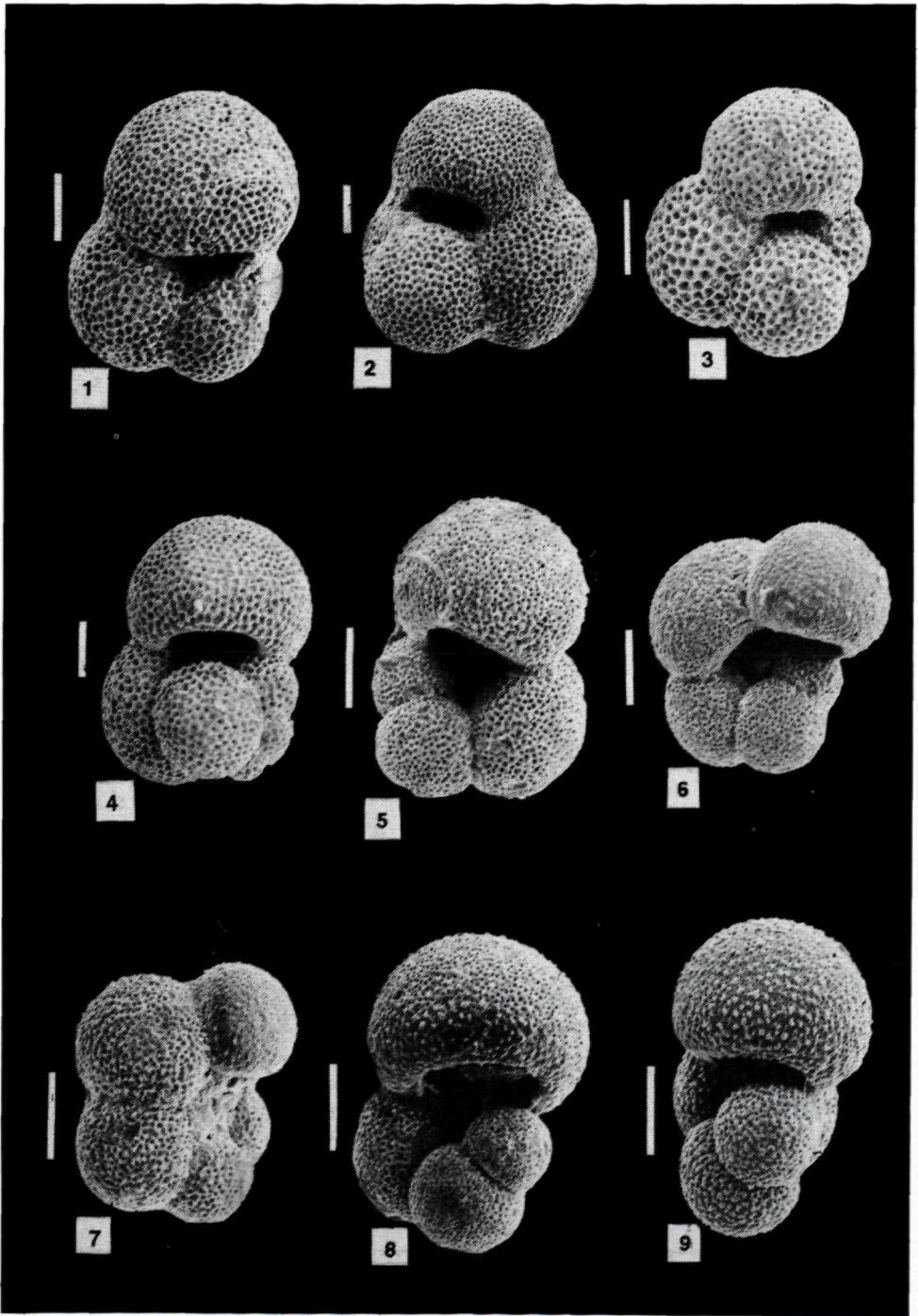


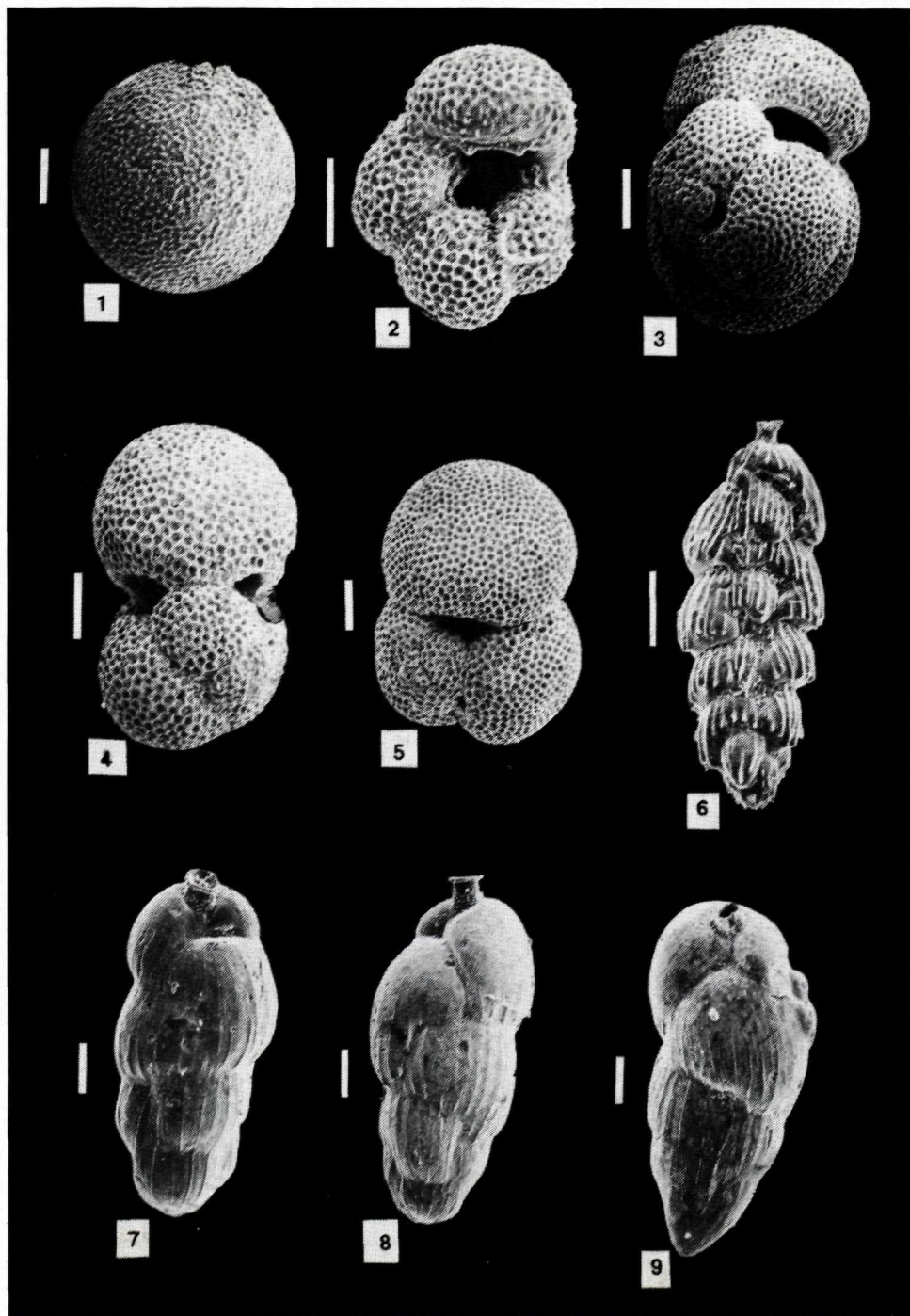


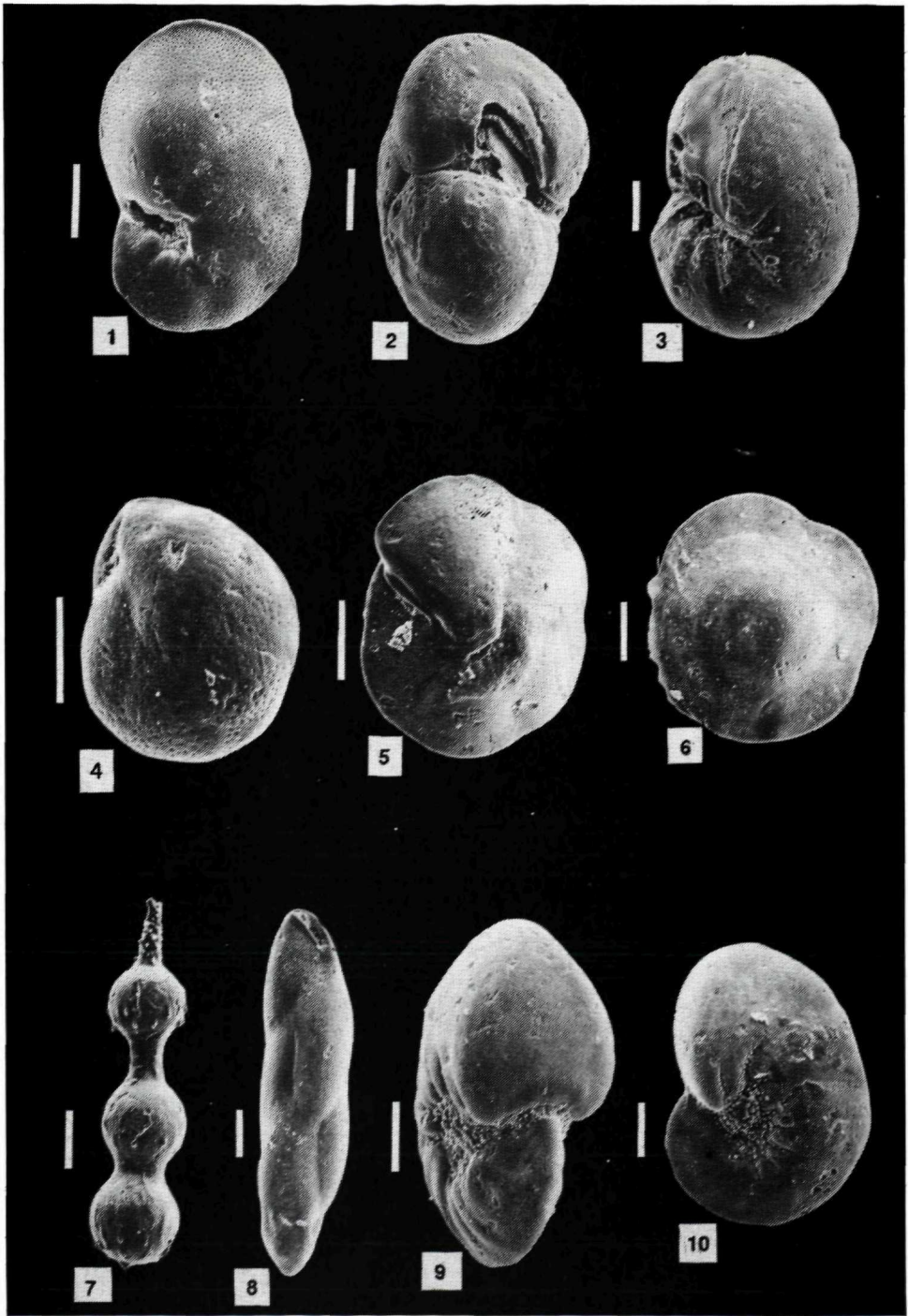


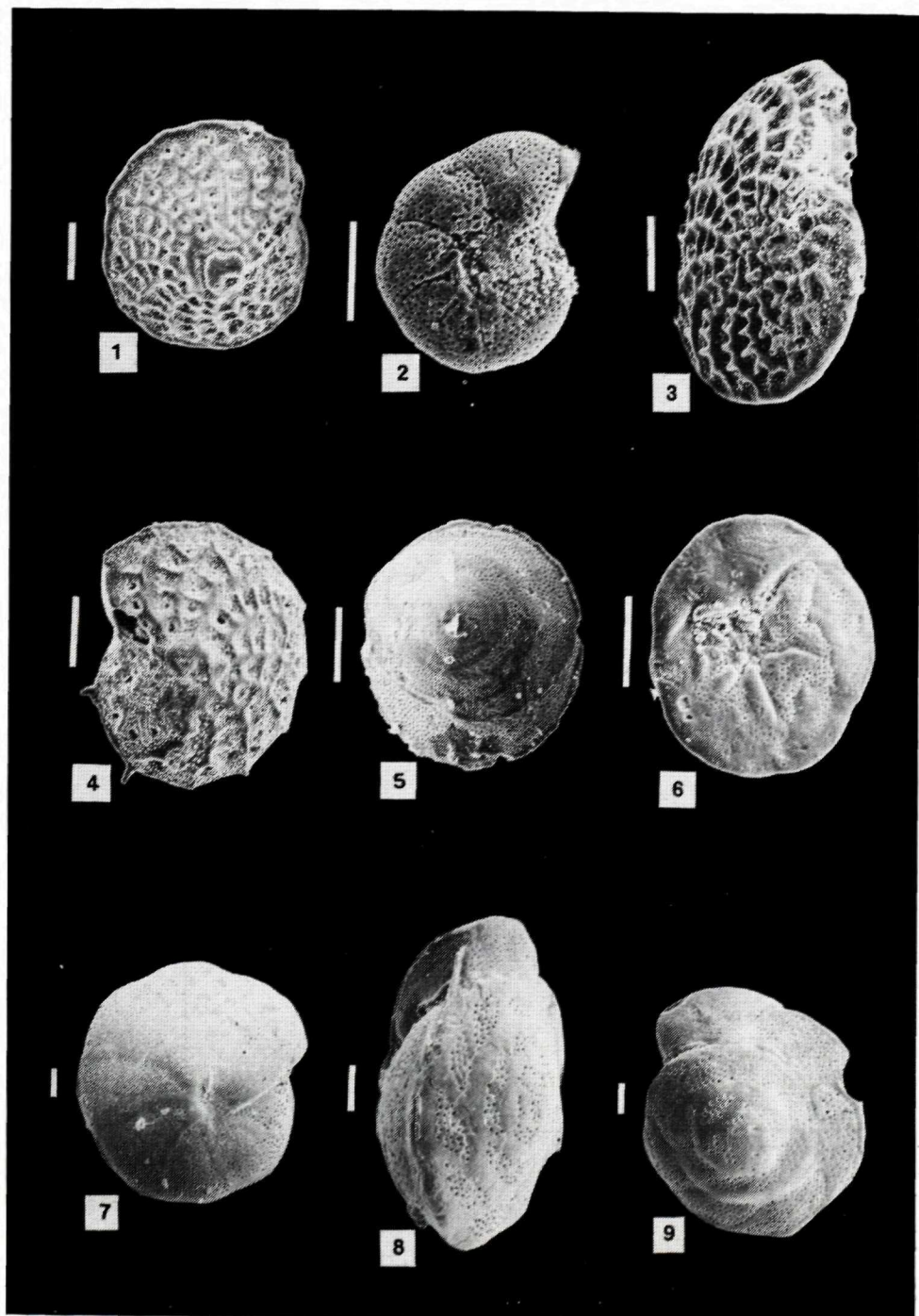


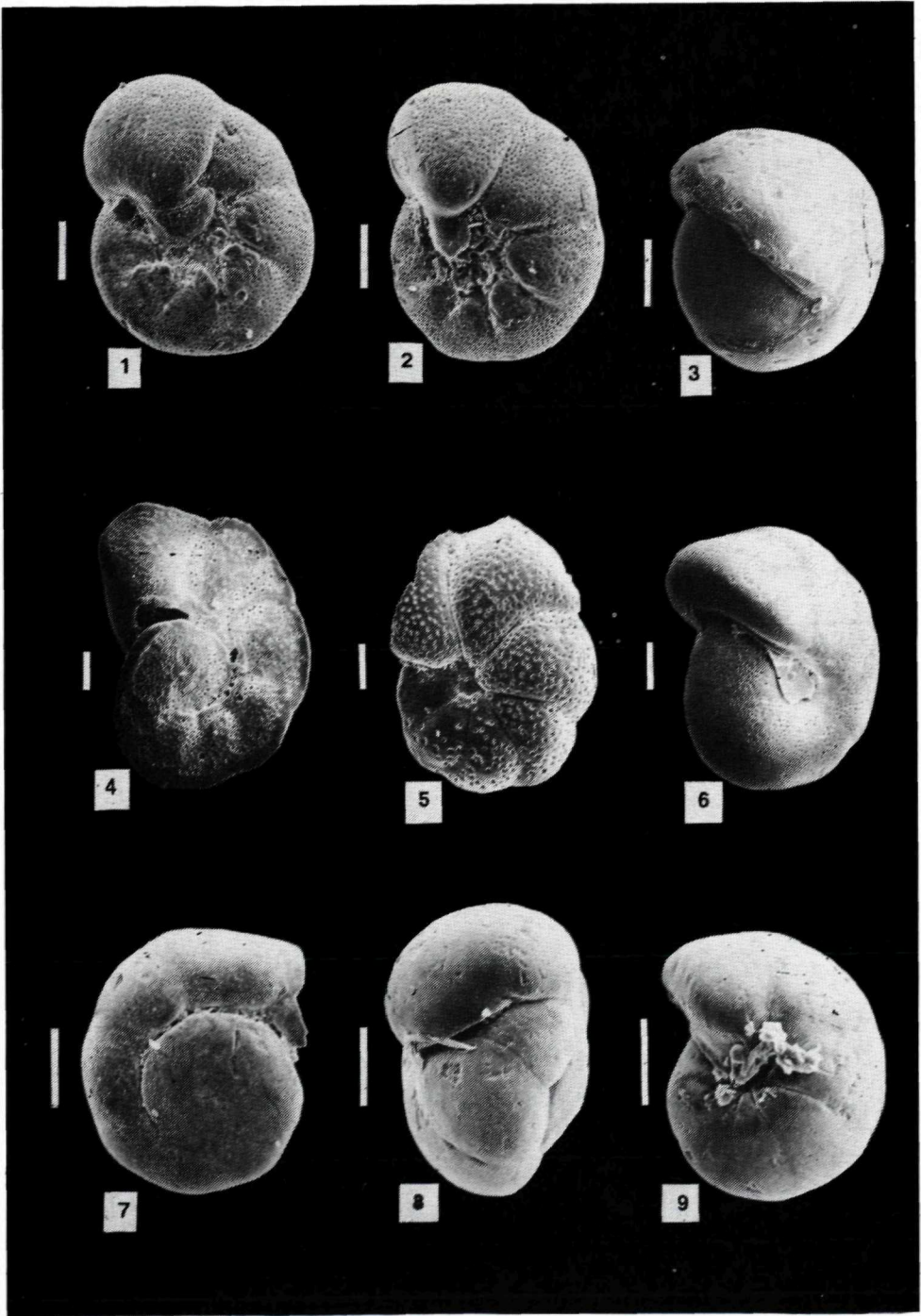


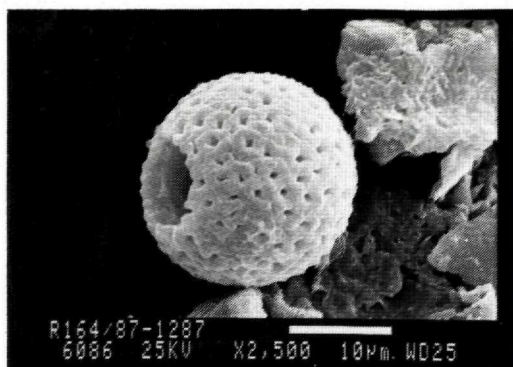




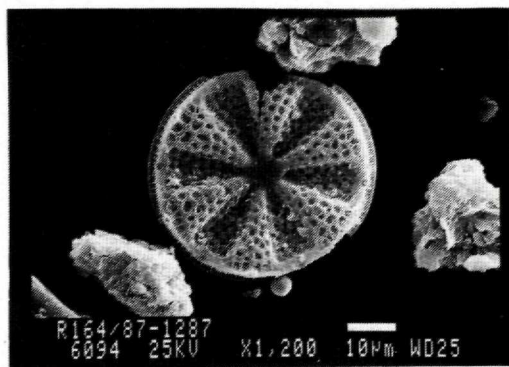




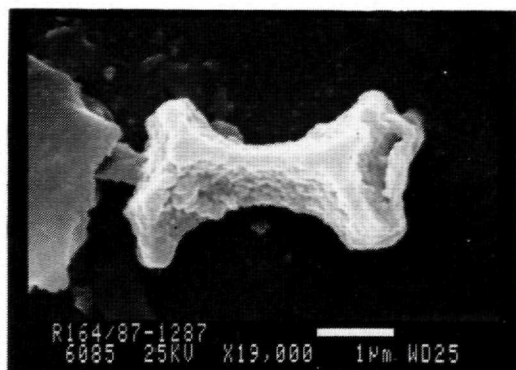




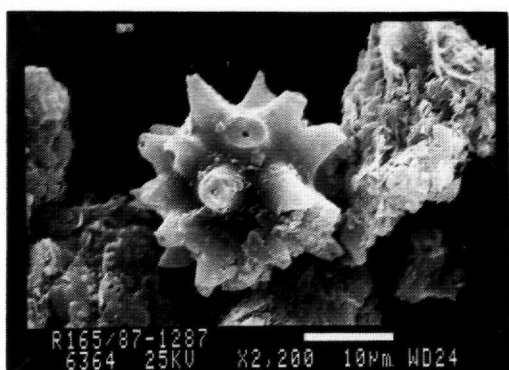
1



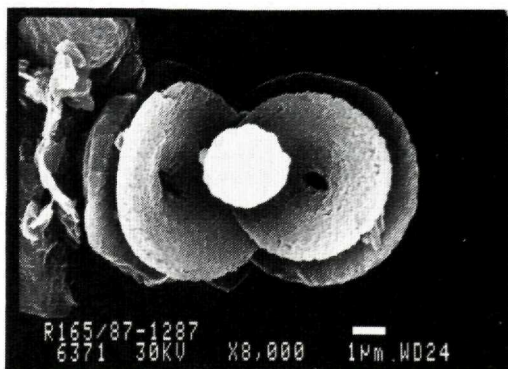
2



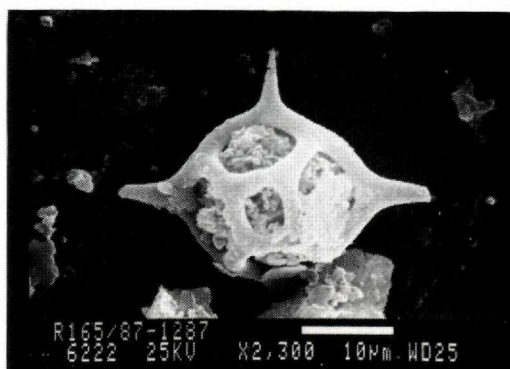
3



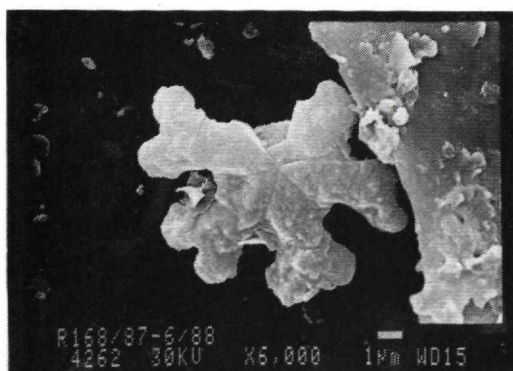
4



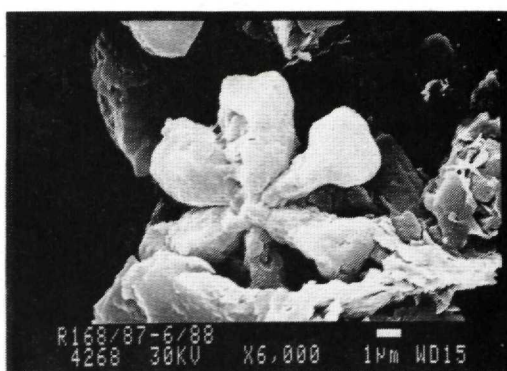
5



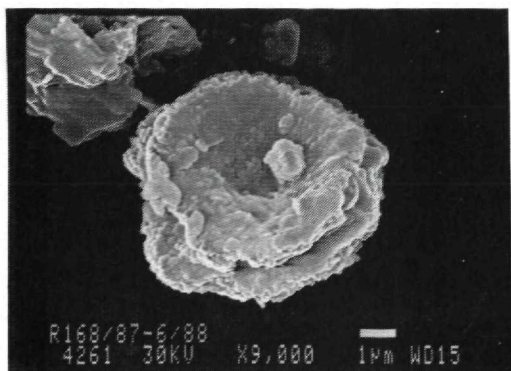
6



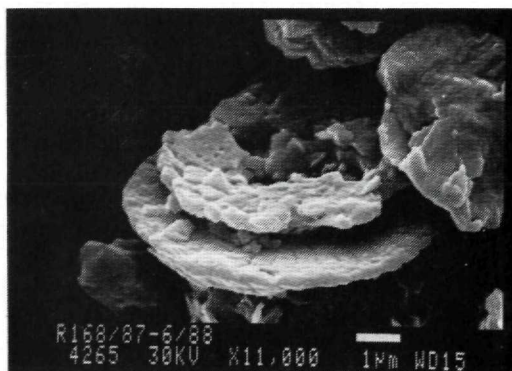
1



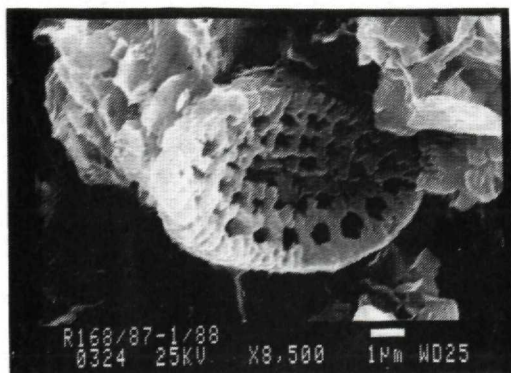
2



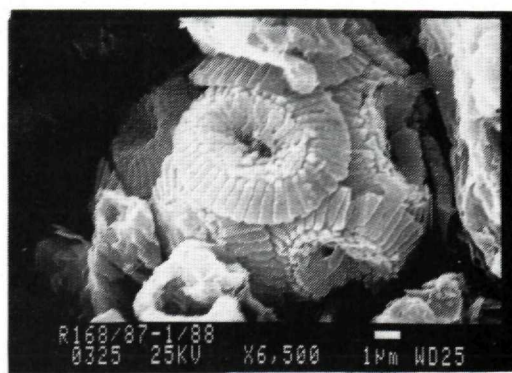
3



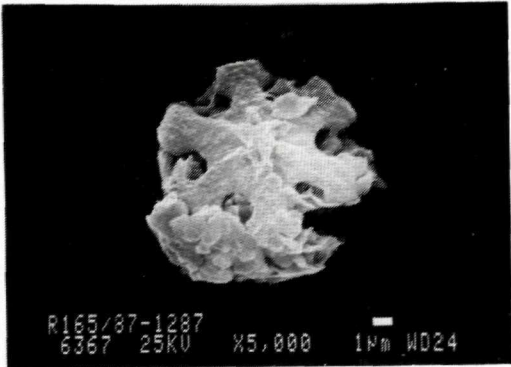
4



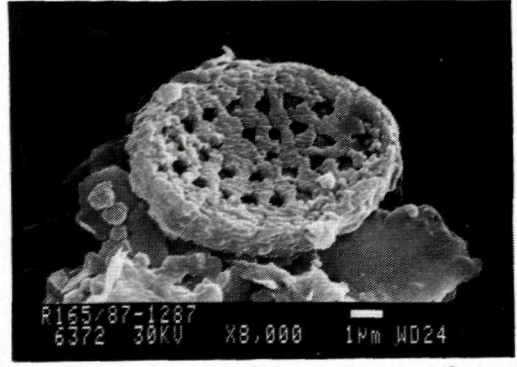
5



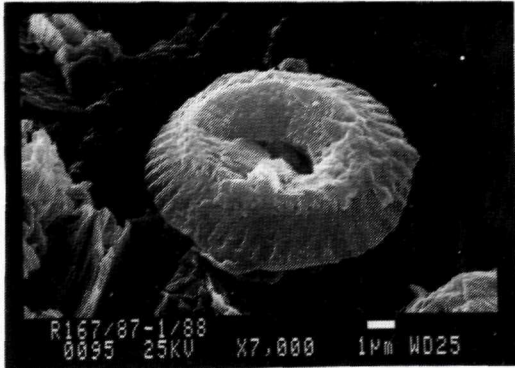
6



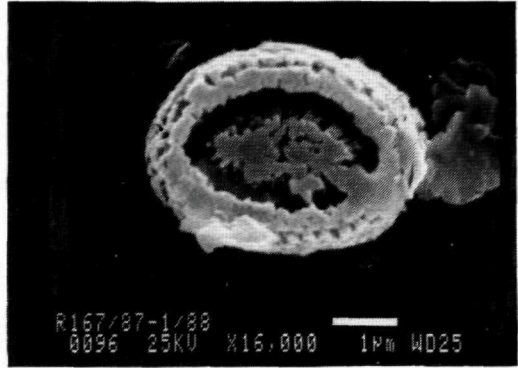
1



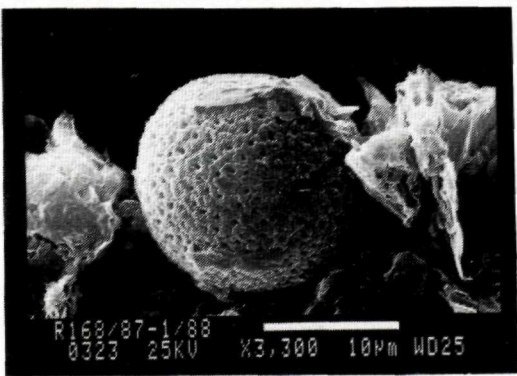
2



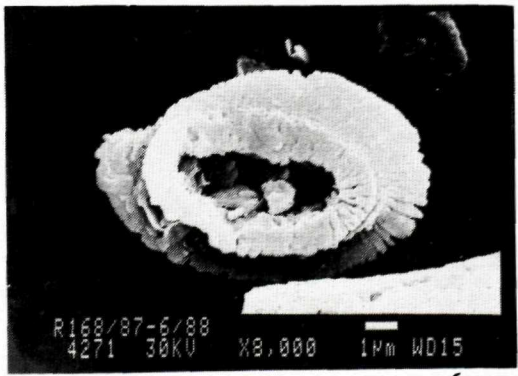
3



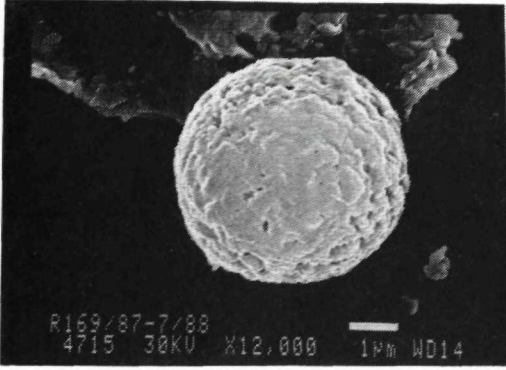
4



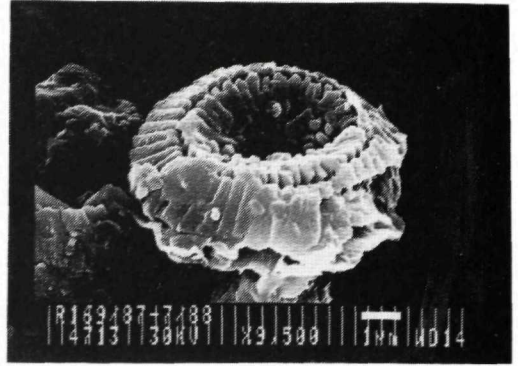
5



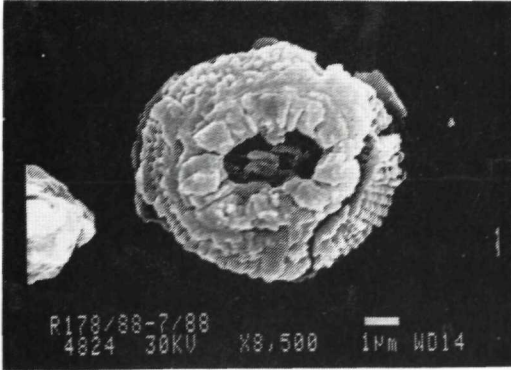
6



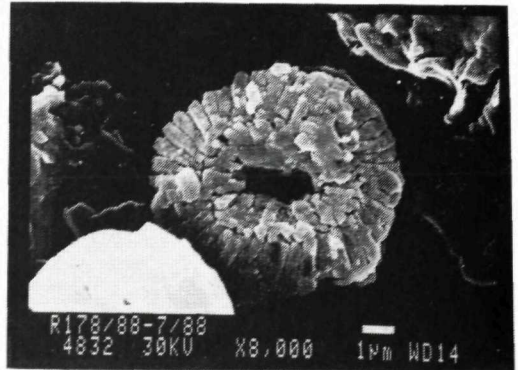
1



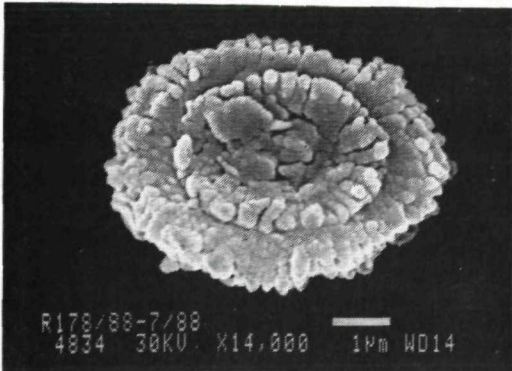
2



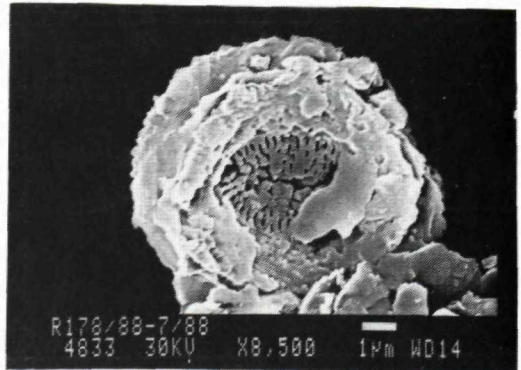
3



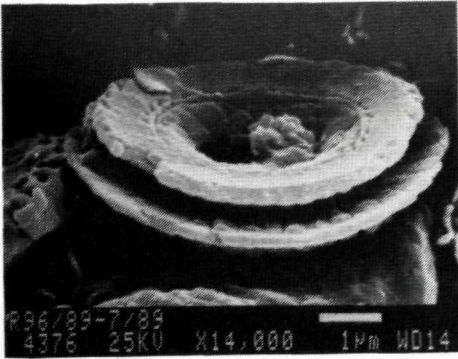
4



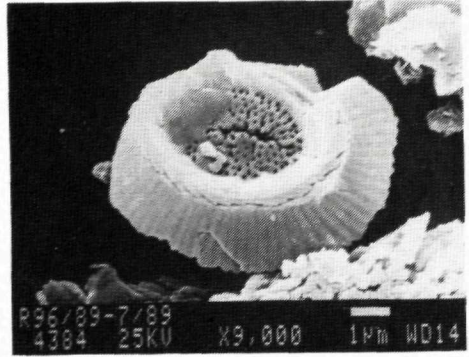
5



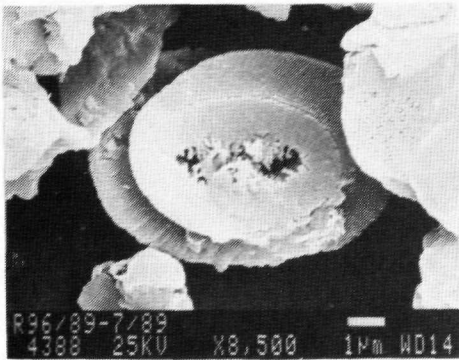
6



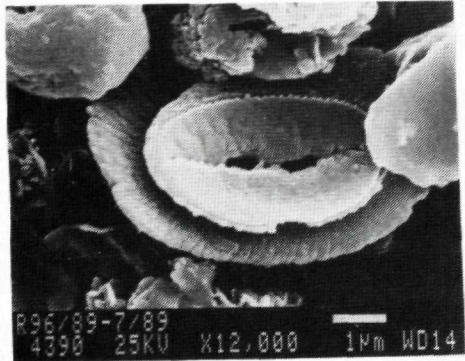
1



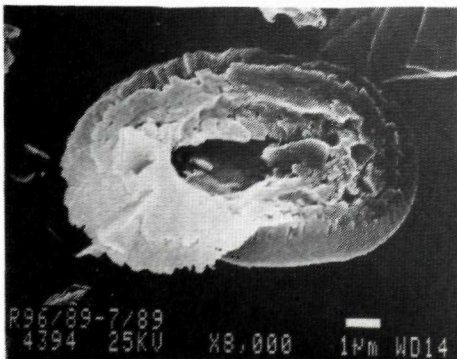
2



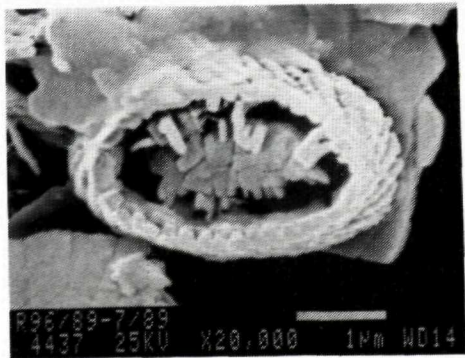
3



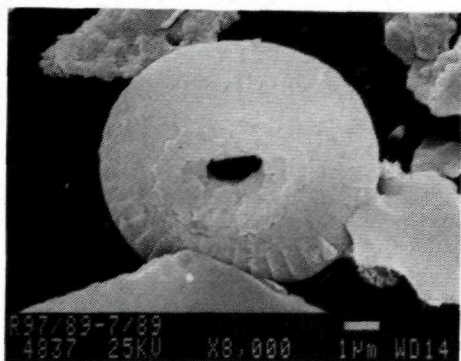
4



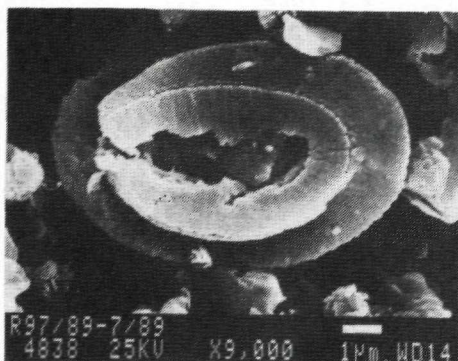
5



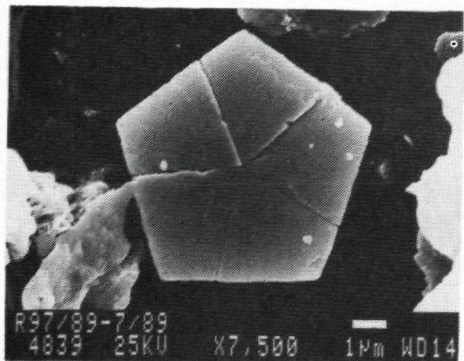
6



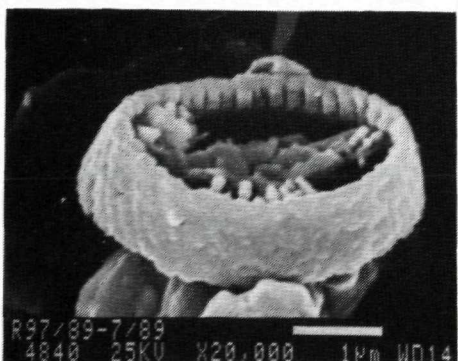
1



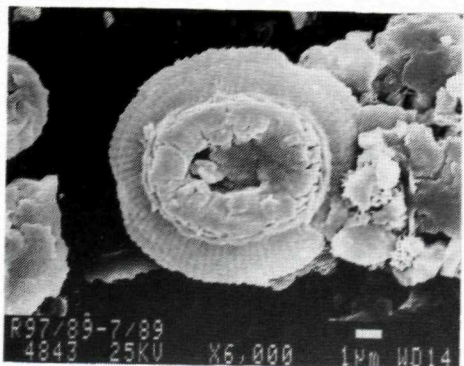
2



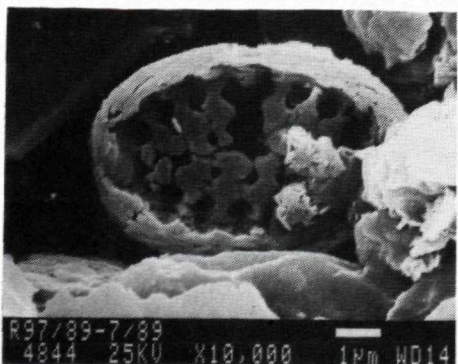
3



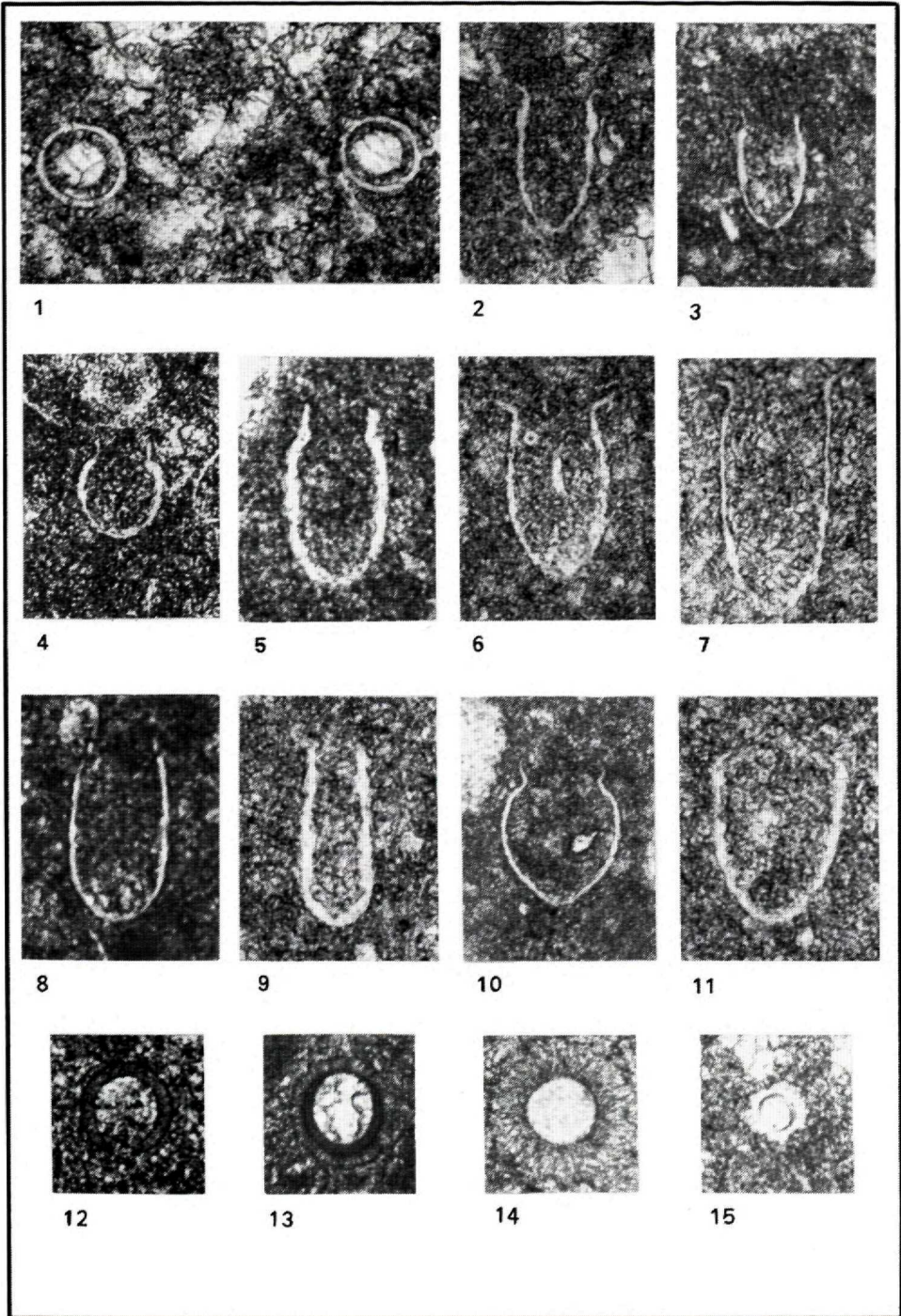
4

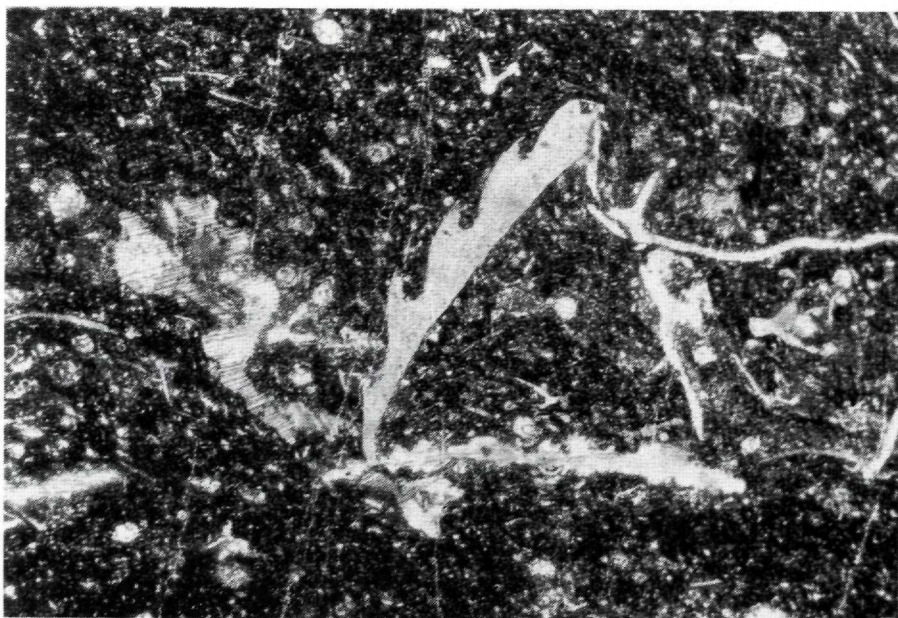


5

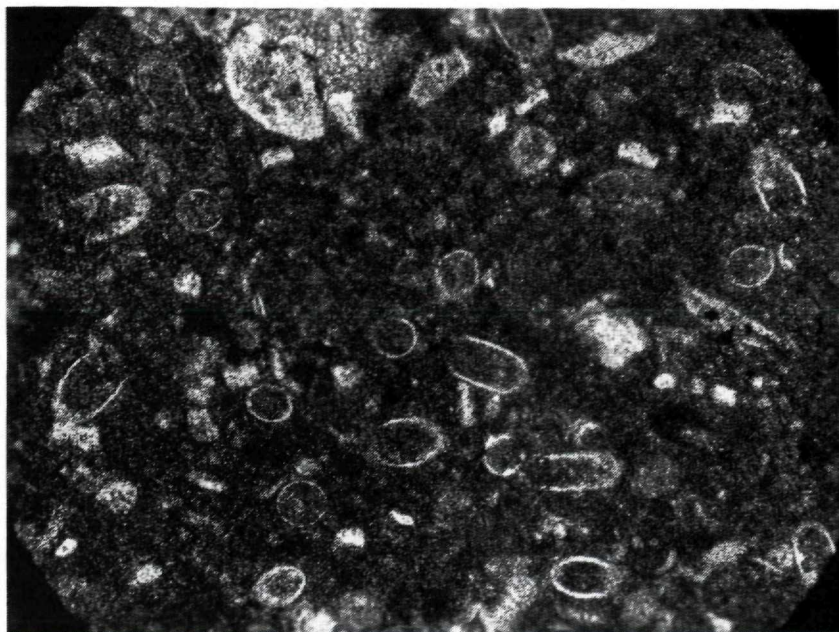


6

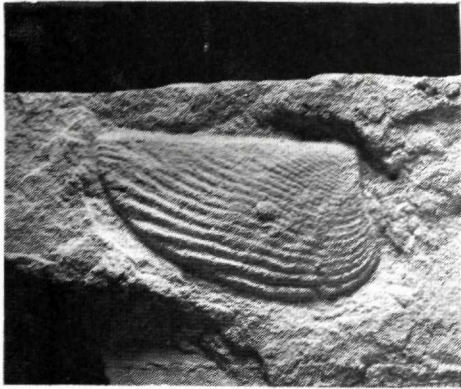




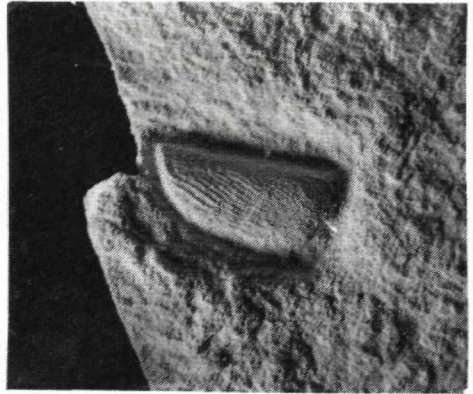
1



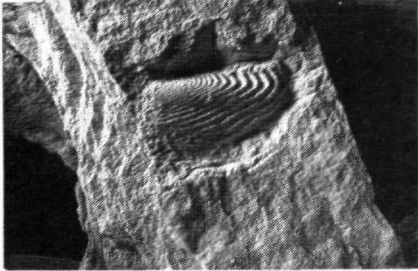
2



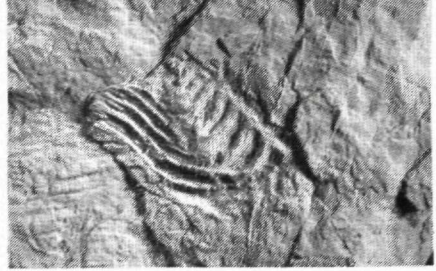
1



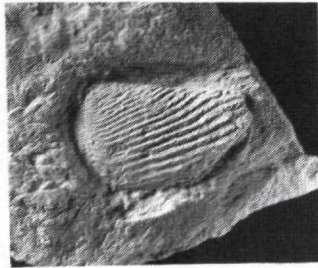
2



3



4



5

