

Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp

JOZEF SALAJ, ZORA PRIECHODSKÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dol. 1, 817 04 Bratislava

Doručené 12. 6. 1987

Сопоставление госавского развития сенона и палеогена Миявской возвышенности со северной частью известняковых Альп

Взаимное сравнение госавских седиментов Миявской возвышенности и Северных известняковых Альп сделано на литологическо-стратиграфической основе и на основании ассоциации тяжёлых минералов определённых в отдельных свитах. Батиметрические сведения о отдельных типах свит сделаны на основании литологических изучений, кальциметрии глинисто-известковых Боумовых (1962) интервалов турбидитных циклов и также анализов состава и сохранения фораминиферовых ассоциаций.

Comparison of the Gosau type of Senonian and Paleogene between the Myjavska pahorkatina Highlands and the Northern Limestone Alps

Mutual comparison of the Gosau sediments between the Myjavska pahorkatina Highlands and the Northern Limestone Alps has been carried out on the basis of lithology and stratigraphy and also on the basis of heavy-mineral assemblages, which have been proved in individual formations. Bathymetric informations about separate types of formations have been derived from the lithological studies, from the calcimetry of the Bouma (1962) clay-marly intervals of turbidity cycles, as well as from the analysis of the composition and preservation of individual foraminifera associations.

Na základe litofaciálneho, sedimentologického, petrografického, mikro a makropaleontologického biostratigrafického rozboru sa porovnáva senón a paleogén Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp.

Základné porovnanie senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny s gosauským vývojom Severných Vápencových Álp uro-

bil Štúr (1860), Andrusov (1959), Salaj — Samuel (1966), Salaj — Began (1963, 1983) a Maheľ (1986).

Vzhľadom na dôležitosť korelačných štúdií medzi oboma oblasťami a na základe ťažkých minerálov sme vyzbierali vzorky z jednotlivých flyšových súvrství senónu a paleogénu. Detailné petrografické a biostratigrafické vyhodnotenia jed-

TAB. 1
 Vertikálne rozšírenie ťažkých a ľahkých minerálov v senóne a paleogéne Myjavskej
 pahorkatiny
 Vertical distribution of heavy and light minerals in the Senonian and Paleogene
 of the Myjavska pahorkatina Highlands

Geol. Lab	Lokalita	Zrnitostná frakcia	% ŤM	Ť a Ť k é m i n e r á l y																		Ľahké minerály					Litologické celky (vek)		
				amfibol	hyperstén	epidot	zoisit	granát	staurolit	zirkón	rutil	turalín	apatit	biotit	chlorit	chloritoid	karbonáty	chromit	pyrit	ilménit	magnetit	limonit	zakaľené min. a úlomky hornín	mikrofauna	krémeň	živce		muskovit	chlorit
4/S 566/84	Ostriež	a	0,10																										Baranecké pieskovce (koňak)
		b	0,20																										
1/S 563/84	Brezová p. Bradlom	a	0,10																										Súvrstvie Hurbanovej doliny (santon)
		b	0,57																										
2/S 564/84	Brezová p. Bradlom	a	0,60																										Podbradlianske súvrstvie (stredný kampón)
		b	0,80																										
6/S 568/84	Dlhý vršok	a	0,10																										Podlipovecký flyš (vrchný mástricht)
		b	0,10																										
3/S 565/84	Dedkov vrch	a	0,09																										Súvrstvie Polianky (dán)
		b	0,19																										
7/S 569/84	Priepastné	a	0,20																										Súvrstvie Priepastného (vrchný paleocén - spodný eocén)
		b	0,70																										
5/S 567/84	Stará Turá	a	0,10																										Ľubinské súvrstvie (spodný eocén)
		b	0,29																										
8/S 570/84	Myjava	a	0,20																										Súvrstvie Jablonky (stredný eocén)
		b	0,70																										

a - zrnitostná frakcia 0,25 - 0,10 mm

b - zrnitostná frakcia 0,10 - 0,05 mm

od 0-1 1-5 5-10 10-20 20-30 30-40 40-50 50-60 60-70 70-80

notlivých súvrství, ako aj prehľad výskumov v tejto oblasti súborne uvádza práca Salaj — Began et al. (1987).

Gosauské vývoje senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny

Salaj — Began (1983) definovali 4 faciálne gosauské vývoje: vývoj Bradla (južný vývoj), vývoj Starej Turej (prechodný vývoj), vývoj Surovína (severný vývoj) a rašovský vývoj.

Vývoj Bradla (južný vývoj)

Koňacké sedimenty reprezentované bazálnymi valchovskými brekciami a zlepenkami možno porovnať s rovnakými litofaciálnymi vývoji Severných Vápencových Álp jedine v oblasti Glanegu (Hagn et al., 1982).

Hipuritové vápence koňaku (aj santónu) známe v Severných Vápencových Alpách a reprezentujúce sedimenty bariérovej zóny alebo litorálnej bariéry (koňacké sú známe z oblasti Gamsu: Oberhauser, 1963; Woletz, 1963; Kollmann — Summesberger, 1982; santónske z oblasti Lattengebirge: Hagn — Höfling — Immel, 1982) nie sú vyvinuté v oblasti Myjavskej pahorkatiny. Pôvodne sa nachádzali aj tu, ale najpravdepodobnejšie išlo len o litorálne rudistové bariéry, ktoré podobne ako sladkovodné sedimenty turónu — spodného koňaku reprezentované schizofytovými vápencami postupujúca transgresia ničila. Potvrďuje to ich prítomnosť vo forme obliakov, prípadne drviny vo valchovských zlepenkoch. Ich sedimentácia prebiehala v plytkom neritiku vyznačujúcim sa vysokou energiou vodných mäs.

Baranecké pieskovce (50 až 100 m). Spodná časť sedimentovala v plytkom neritiku, max. do 50 m, pretože sa nepreukázali ani planktonické foraminifery I. hĺbkového pásma (hedber-

gely). Vrchnejšia časť s piesčitými slieňmi sa zrejme usadzovala v hlbšom neritiku (max. do 200 m), čo potvrdzuje bohato zastúpený vápnitý bentos a planktonické foraminifery II.—III. hĺbkového pásma (planokonvexné typy).

Vápnitý pieskovec s *Actaeonella gigantea* (Sowerby) a *Actaeonella laevis* (Sowerby) s pomerne hojným detritickým kremeňom z lokality na Ostrieži je bohatý aj na ťažké minerály (tab. 1, 2). Turmalín s magnetitom a ilmenitom prevláda nad zirkónom, rutilom a chloritom. Vo väčšom množstve (do 5 %) je zastúpený chloritoid, amfibol a limonit. Ostatné ťažké minerály boli zastúpené v malých množstvách (do 1 %): zoisit, granát.

Štvrtnícké slieňe (100—150 m). Počas ich sedimentácie dochádza k miernemu prehĺbeniu mora. Reprezentujú výraznú pelitickú sedimentáciu, čo okrem amonitov a planktonických foraminifer zóny *Sigalia deflaensis* s *Dicarinella concavata* (Brotzen) potvrdzuje aj vysoký podiel CaCO_3 (vz. č. 272, obr. 3). Prevládajú planktonické formy (90 %) foraminifer nad vápnitým bentosom, v ktorom sú zahrnuté aj ostrakódy (Tab. I, obr. 1—5, 10—11, 8—9).

Zdroj transportovaného materiálu, aspoň čo sa týka bázy, je miestny. Z bazických hornín ide len o melafýry, ultrabázické horniny v bazálnom člene koňaku sa doteraz nepreukázali. V koňaku sa nezistil ani chromit, ale jeho prítomnosť v baraneckých pieskovcoch overil Oberhauser (1968, s. 133). Táto skutočnosť dovoľuje usudzovať, že mohlo ísť o primárne dodávanie materiálu z ultrabázik klapskej (ultrapieninskej) kordiléry do protiľahlého, juhovýchodne situovaného gosauského mora, no najskôr ide o jeho redepozíciu z vynorených albských a turónskych sedimentov klapskej jednotky.

Transgresívny koňacký cyklus litofaciálne vo vertikálnom zmysle reprezentuje

TAB. 2
 Percentuálne zastúpenie ťažkých a ľahkých minerálov v senóne a paleogéne
 Myjavskej pahorkatiny
 Percentual content of heavy and light minerals in the Senonian and Paleogene of the
 Myjavská pahorkatina Highlands

Geol. č. vzorky Lab.	Lokalita	Zrnitostná frakcia	% ťM	ĥ a ž k é m i n e r á l y																			Ľahké minerály						
				amfibol	hyperstén	epidot	zoisit	grandt	staurolit	zirkón	rutil	turalín	apatit	biotit	chlorit	chloritoid	karbonáty	chromit	pyrit	ilmenit	magnetit	limonit	zakalené min. a úlomky hornín	mikrofauna	kremeň	živce	muskovit	chlorit	karbonáty a zakalené min.
4/S 566/84	Ostriež	a	0,10				0,67			0,33	1,01	4,70			2,01	1,01	39,60			7,05	20,13	4,03	19,46	x	30,64	14,52	1,07		53,76
		b	0,20	1,18				0,59		2,95	0,59	8,87			1,18	0,59	63,90			1,18	3,55	3,55	11,83		6,21	25,52	2,76		65,52
1/S 563/84	Brezová p. Bradlom	a	0,10		0,58	0,58	0,58			1,17		5,26			4,09	1,75	25,73	1,17	1,75	18,12	3,50		35,67		29,30	32,48	0,64		37,58
		b	0,57	0,90	2,73	0,90	3,64	0,90	1,82	6,36	10,91	11,82			2,73		3,64	8,18		20,91	10,00	2,73	11,81		12,09	45,05	8,79	4,39	29,67
2/S 564/84	Brezová p. Bradlom	a	0,60			2,21	0,28	0,28		1,11	0,28	0,55			1,38		19,89			0,55	1,66	49,45	22,37		31,40	23,18	1,93		43,48
		b	0,80		2,27	1,14	0,76	0,38	0,38	9,09	5,68	3,41		0,38	4,54		15,53	1,51		1,89	1,89	32,20	18,94		10,08	32,77	7,56		49,58
6/S 568/84	Dlhý vŕšok	a	0,10			1,01	1,52	1,52			1,52	6,09			4,06		31,47			3,55	6,60	10,15	32,49	x	31,58	29,47	2,10		36,84
		b	0,10			1,61	1,61	3,22		7,26	0,81	6,45	0,81		2,42		59,68			2,42	4,03		9,68		14,81	33,33	11,85		40,00
3/S 565/84	Dedkov vrch	a	0,09				1,96	0,39			0,78	2,35		2,35	6,27	0,39	35,69	0,78	0,39	4,31	6,27	15,29	22,74	x	19,21	19,21	2,26		59,32
		b	0,19				2,72	3,40		8,84	6,12	6,80	3,40	1,36	6,12		14,96	2,04		2,72	4,08	8,16	25,17		10,46	34,64	2,61		52,29
7/S 569/84	Priepastné	a	0,20				0,52	1,05				1,05			0,52		75,96				1,57	2,09	17,28	x	33,04	21,74	2,61		42,61
		b	0,70				0,97	12,62		1,94		3,88			0,97		67,96			0,97	1,94		8,74		18,34	28,99	10,06		42,60
5/S 567/84	Stará Turá	a	0,10									3,42			1,24		28,57	0,93		5,28	0,31	28,88	30,12	x	16,72	12,95	2,07		67,36
		b	0,29			0,62				5,62	2,50	8,12	0,62		1,25		41,87	1,87		3,75		11,87	21,87		6,33	24,05	5,06	1,26	63,29
8/S 570/84	Myjava	a	0,20		0,57		1,14	10,23			2,27	3,41	1,14	1,14	3,41		3,98				12,50	26,14	34,09	x	45,49	28,38	2,70		23,42
		b	0,70		1,44		1,92	21,63		8,65	3,36	3,85	0,96		4,33		3,85	0,48		7,21	20,19	5,77	16,35		18,83	56,49	4,54		20,13

a - zrnitostná frakcia 0,25-0,10 mm

b - zrnitostná frakcia 0,10-0,05 mm

x - ojedinelé zvyšky mikrofauny

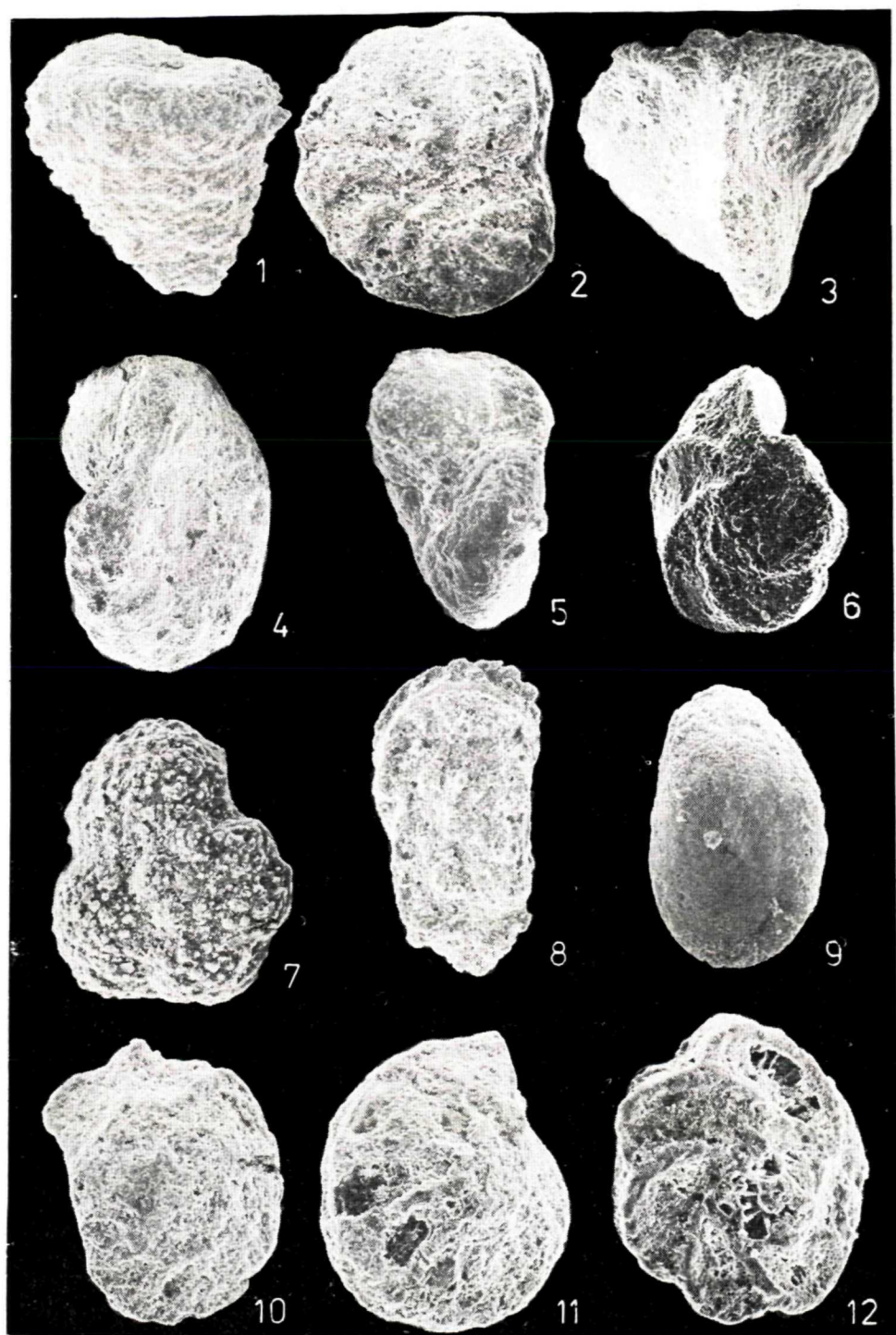
klasickú megasekvenciu ukončenú sedimentáciou prachovcových slieňov. Pokiaľ ide o polaritu, všetky jej tri základné vyššie spomínané sekvencie sú pozitívne.

Súvrstvie Hurbanovej doliny (350—600 m). V priebehu santónskej sedimentácie zrejme došlo k výraznému poklesu (kolapsu) celého bazénu, a to predovšetkým jeho centrálnej kryhy, tvorenej južnou časťou Myjavskej pahorkatiny. Menej poklesla kryha Brezovských Karpát, súčasne sa začala ponárať kryha Čachtických Karpát, ktorá bola v koňaku ešte vynorená. Súvrstvie Hurbanovej doliny v spodnej a strednej časti reprezentujú pozitívne sekvencie distálnych makroturbiditov (1,5—3 m) aj mikroturbiditov (30 až 50 cm). Ani v jednom prípade sme nenašli známky proximálnych turbiditov (sklzy, šikmé zvrstvenia, konvolutná laminácia).

Bazálne intervaly *a* Boumovho (1962) cyklu veľmi často chýbajú, interval *c* v odkrytých častiach súvrství nebol ani raz preukázaný, takže intervaly *b* a *d* spolu splývajú, tvoriac tak lavice vápnitých pieskovcov 1—25 cm hrubých. Najvyššie časti intervalu *e* kalcilitity nie sú vyvinuté, prítomné sú hemipelagity (5—10 cm) zodpovedajúce intervalu *f* s aglutinovanou mikrofaunou (100 % zastúpenie) a nízkym obsahom CaCO_3 (vz. č. 109, tab. 3). Interval *f* je často zrezaný, a to v dôsledku nasadenia kalkarenitov ďalších turbiditných cyklov, avšak len ak tieto cykly majú vyvinutý interval *a*. V tomto prípade polohy zachovaného intervalu *f* majú podiel CaCO_3 a MgCO_3 vyšší (vz. č. 104, 99, 95). Najvhodnejšími profilmi pre sedimentologické štúdium sú profily v pruhu Horný Štvertník — Dolný Štvertník — Brezová

TAB. 3
 Percentuálny obsah CaCO_3 a MgCO_3 v horninách senónu a paleogénu
 Myjavskej pahorkatiny
 Percentual content of CaCO_3 and MgCO_3 in the Senonian and Paleogene rocks of the
 Myjavská pahorkatina Highlands

Číslo vzorky	Lokalita	% CaCO ₃	MgCO ₂	% CaCO ₃										% MgCO ₂			STRATIGRAFIA
				10	20	30	40	50	60	70	80	90	5	10	15		
272	Ostriež	59,40	2,07														KOŇAK
95	Horný Štverník	20,60	4,75														SANTÓN
99	Horný Štverník	14,06	8,24														SANTÓN
104	Horný Štverník	8,76	10,16														SANTÓN
109	Horný Štverník	1,86	8,45														SANTÓN
8	Bradlo	57,44	1,61														SPODNÝ KAMPÁN
271	Zaľkovia	40,38	2,07														STREDNÝ KAMPÁN
25	Bradlo	83,85	1,25														STREDNÝ MÁSTRICHT
43	Babiary	12,03	5,84														VRCHNÝ MÁSTRICHT
49a	Babiary	17,21	4,98														VRCHNÝ MÁSTRICHT
230	Horná Polianka	2,73	1,61														DÁN
233	Horná Polianka	19,44	6,61														DÁN
3	Myjavská tehelňa	8,37	8,72														STREDNÝ EOCÉN
223	Batyková	7,05	8,70														STREDNÝ EOCÉN
273	Kravarikovci	8,26	9,47														STREDNÝ EOCÉN



pod Bradlom a Horné Košariská — Dolné Košariská.

Spoločenstvo ťažkých minerálov zo spodnosantónskeho pieskovca (zárez cesty na Bukovec powyše JRD v Brezovej pod Bradlom) charakterizuje prevaha turmalínu, rutilu, zirkónu, ilmenitu, magnetitu a chromitu nad ostatnými minerálmi. V množstve do 5 % ťažkej frakcie sú prítomné: hyperstén, staurolit, zoisit, chlorit, chloritoid, pyrit a limonit. V množstve pod 1 %: amfibol, epidot, granát (tab. 1, 2).

Piesčité slieňovce obsahujú bohatú preplavenú mikrofaunu zrejme z kontinentálneho svahu, pričom bentónna mikrofauna pochádza z rôznych ekologických a rôzne hĺbkovo situovaných hniezd splavovaných turbiditmi v priebehu celého santónu. Pôvodná je len aglutinovaná mikrofauna, ktorú v spodnom a strednom santóne reprezentujú len primitívne rody (*Ammodiscus*, *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Trochamminoides*, *Hyperammina*, *Rhizammina* a *Dendrophrya*). Vo vrchnom santóne vedľa primitívnych foriem prevládajú biseriálne až triseriálne stavané rody (*Textularia*, *Bigenerina*, *Gaudryina*, *Clavulina* a *Tritaxia*; Tab. II, obr. 1—2).

Planktonická mikrofauna je tiež pre-

plavená, aj keď niekedy žiadne znaky preplavenia nejaví, a autor ju pôvodne považoval za nepreplavenú asociáciu (Salaj, 1960; Salaj — Samuel, 1966). Jej zachovanie pod CCD možno vysvetliť rýchlym prekrytím sedimentom po splavení.

Pri interpretácii hĺbky sedimentačného prostredia v santóne berieme do úvahy:

a) veľmi nízky obsah CaCO_3 v intervale f, resp. v intervale e v priebehu spodného — stredného santónu;

b) prítomnosť preplavenej mikrofauny v celom santóne;

c) prítomnosť viacerých horizontov aglutinovej mikrofauny;

d) výrazné poškodenie tanatocenóz foraminifer preplavením a narušenie rozpúšťaním v dôsledku usadenia pod hladinou foraminiferovej lyzokliny, resp. až pod CCD (Tab. II, obr. 11—12; Tab. III, obr. 3, 8);

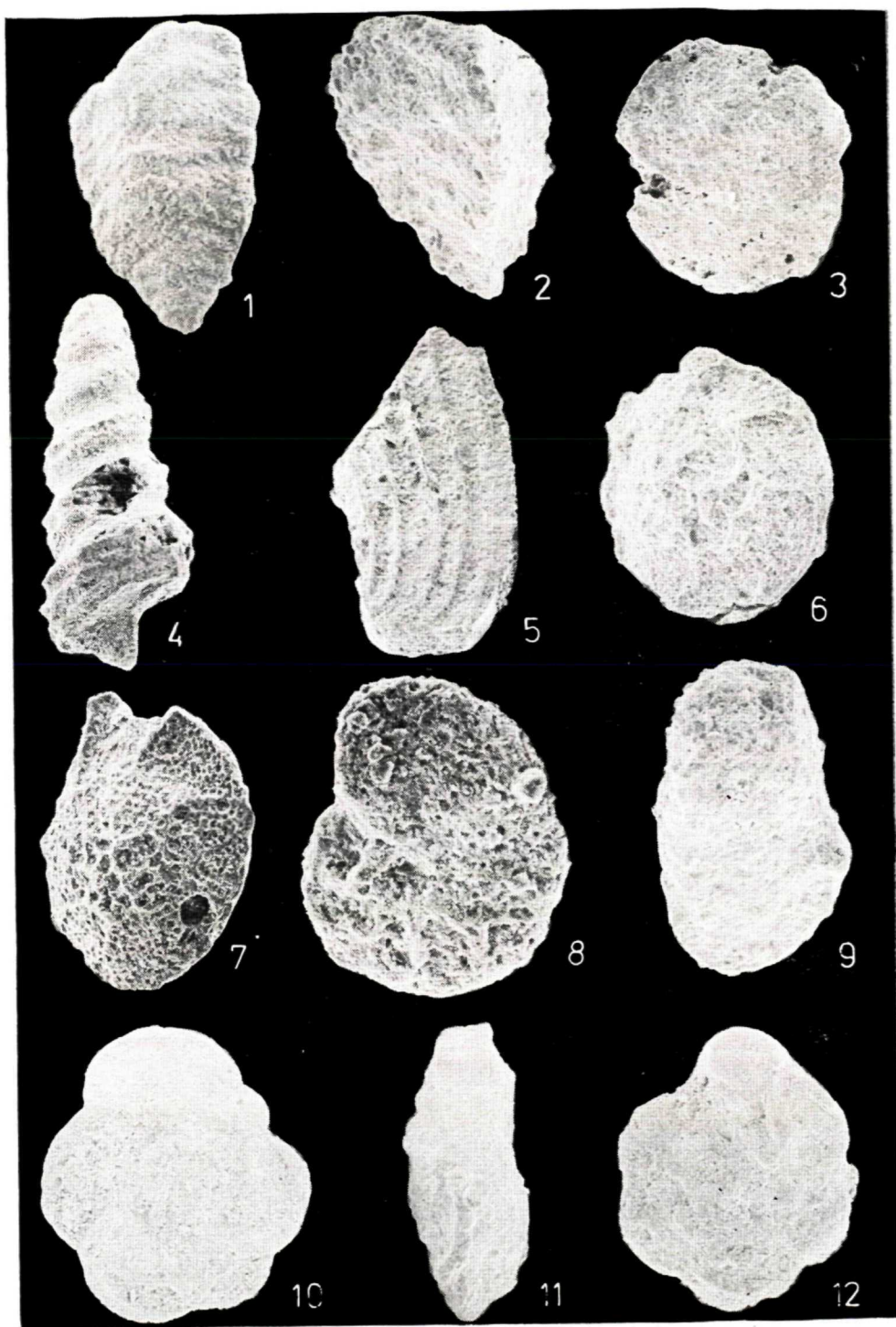
e) zachovanie značnej časti tanatocenóz a rezistentnejších typov vápneného nanoplanktónu svedčí o rýchlom prikrytí sedimentom;

f) prítomnosť makrofauny so znakmi transportu (Tab. II, obr. 5) a rozpúšťania (Tab. II, obr. 4);

g) prítomnosť uhoľných vložiek v strednej časti vrchného santónu by mohla

TAB. I

- 1 — *Dorothia oxycona* (Reuss) $\times 80$. Vz. č. R-45, lok.: Brezová pod Bradlom. Zóna *Marginotruncana angusticarinata*. Koňak
- 2 — *Stensioeina praexsculpta* (Keller) $\times 100$. Vz. č. R-45
- 3 — *Tritaxia rugosa* (d'Orbigny) $\times 90$. Vz. č. R-45
- 4—5 — *Valvulineria lenticula* (Reuss) $\times 110$, $\times 110$. Vz. č. R-45
- 6 — *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno) $\times 50$. Vz. č. R-45
- 7 — *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny) $\times 130$. Vz. č. R-45
- 8 — *Cythereis maralpinensis maralpinensis* Donze, Porthault, Thomel et Villoutreys $\times 60$. Vz. č. R-45
- 9 — *Cythereis* sp. $\times 70$. Vz. č. R-45
- 10 — *Stensioeina exsculpta gracilis* Brotzen $\times 100$. Vz. č. 633, lok.: Bradlo. Zóna *Sigalia carpathica*. Spodný santón
- 11 — *Eponides* sp. $\times 90$. Vz. č. 633. Rozpúšťaním poškodená schránka (usadená pod hladinou foraminiferovej lyzokliny)
- 12 — *Marginotruncana coronata* (Bolli) $\times 120$. Vz. č. 633. Rozpúšťaním poškodená schránka



svedčiť o krátkodobom výraznom splytčení a o sedimentácii v brakickom prostredí. Vzhľadom na celkový vývoj flyšového súvrstvia zastávame názor o ich alochtónnom pôvode;

h) v najvrchnejšom santóne prítomnosť ojedinelých amonitov reprezentovaných rodom *Baculites*.

Na základe týchto údajov, vysokého obsahu organickej hmoty v santónskom bazéne, blízkosti pevniny, ktorá výrazne ovplyvnila hĺbku CCD, možno súdiť, že hĺbka gosauského bazénu v brezovskom vývoji bola v spodnom — strednom santóne približne 2000—3000 m a jeho dno možno v zmysle poznatkov Butta (1981) a Parkera — Bergera (1971) umiestniť tesne nad CCD a pod čiaru kokolitovej lyzoklíny, ktorá zodpovedá hĺbke 2300 m (pod jej hĺbkou sa vápnité schránky foraminifer a nanoplanktónu začínajú rozpúšťať). Kalcitová kompenzačná hĺbka (CCD) je v gosauskom bazéne Východných Álp odhadnutá na 3500 m (Butt, 1981, s. 41, 42, obr. 18). Vo vrchnom santóne došlo veľmi rýchlo k výraznému krátkodobému splytčeniu a k sedimentácii až v brakicko-limnickom prostredí. V najvrchnejšom santóne sa obnovil normálny morský režim a dno sa prehĺbilo.

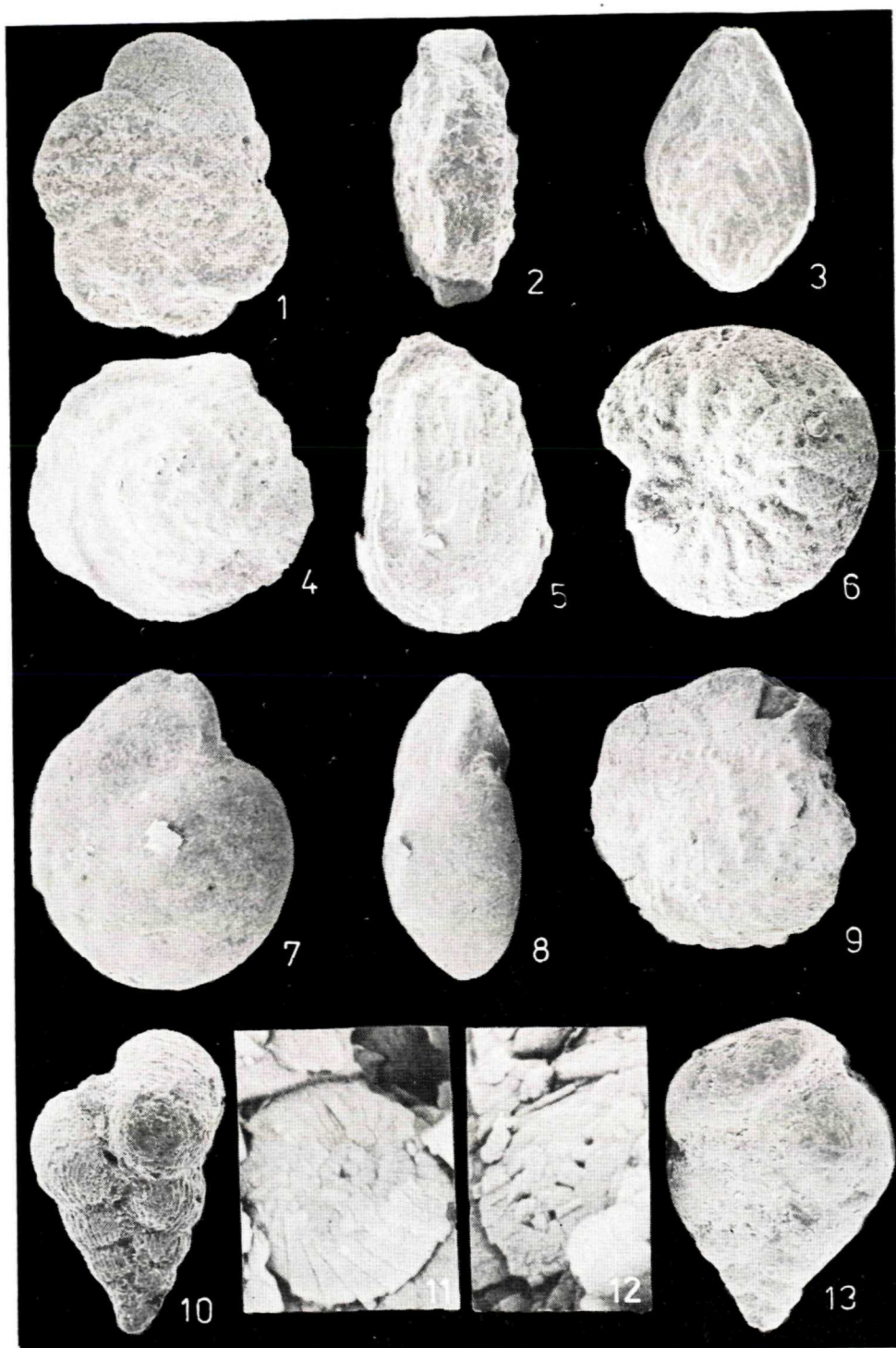
Hlbokovodné flyšové súvrstvie Hurbanovej doliny nemá svoj ekvivalent v Severných Vápencových Alpách. Čiastočne je možné porovnanie s grabenbašským súvrstvom gosauskej panvy (Wille — Janoschek, 1966; Kollmann — Summesberger, 1982) v plytkovodnom prostredí (litorál až šelf) a s prehĺbením do oblasti vnútorného až vonkajšieho šelfu od 100 do 300 m (Butt, 1981). Okrem toho súvrstvie s uhoľnou sériou je už spodnokampánskeho veku a jej usadzovanie sa uskutočnilo v brakicko-limnickom prostredí (Oberhauser, 1963, 1968; Plöschinger et al., 1961). Čiastočný ekvivalent pre túto sériu máme v strednej časti vrchného santónu, kde sa, ako sme spomenuli, preukazovali uhoľné vložky.

Košariské súvrstvie (30—50 m). Je to súvrstvie spodného kampánu zóny *Globotruncana arca*. Jeho faciálnym ekvivalentom v Severných Vápencových Alpách je súvrstvie nierentalských vrstiev, ktoré je však vrchnokampánskeho — más-trichtského veku (Tollmann, 1976).

Košariské súvrstvie (fácia púchovských slieňov, couches rouges) patrí tiež turbiditným sedimentom (typ Td-e). Potvrdzujú to viaceré polohy 2—3 cm hrubých vápnitých laminovaných pieskovcov. Ide

TAB. II

- 1 — *Spiroplectamina baudouiniana* (d'Orbigny) $\times 80$. Vz. č. 633, lok. Bradlo. Zóna *Sigalia carpathica*. Spodný santón
- 2 — *Tritaxia dubia* (Reuss) $\times 60$. Vz. č. 633
- 3 — *Eponides* sp. $\times 40$. Vz. č. 633. Rozpúšťaním poškodená schránka (usadená pod hladinou foraminiferovej lyzoklíny)
- 4 — *Turritella* sp. $\times 45$. Vz. č. 633. Rozpúšťaním a transportom poškodená schránka; turbiditným prúdom splavená a pod hladinou foraminiferovej lyzoklíny usadená schránka
- 5 — Úlomok rebrovej schránky lamelibranchiáta $\times 45$. Vz. č. 633
- 6 — *Stensioeina exsculpta* (Reuss) $\times 60$. Vz. č. 633
- 7 — *Hoeglundina favosoides* (Egger) $\times 70$. Vz. č. 633. Rozpúšťaním poškodená schránka
- 8 — *Anomalina* (*Gavellinella*) sp. $\times 100$. Vz. č. 633
- 9 — *Karstenites* sp. $\times 50$. Vz. č. 633
- 10—12 — *Globotruncana arca* (Cushman) $\times 50$, $\times 60$, $\times 50$. Vz. č. 11, lok. Košariská. Zóna *Globotruncana arca*. Spodný kampán



o 5—10 cm hrubé megaturbiditné cykly. Kalkarenity reprezentuje len interval *d*, zatiaľ čo pelitický komponent intervalu *e* reprezentujú slabo aleuritické červené slieňovce (5—10 m) a vo vrchnej časti košariského súvrstvia (cca 25 m) pristupujú sivé pelagity (interval *f*), zastúpené čistými slieňovcami bez klastickej prímеси (5 až 20 cm).

Nepoškodená mikrofauna z intervalov *e*—*f* reprezentuje až 90 % zastúpenie planktonickej mikrofauny všetkých 4 biologických hĺbkových pásiem. Bohatý je aj nanoplanktón (Gašpariková, 1983). Vápňitý bentos reprezentujú zástupcovia rodov *Eponides*, *Epistominella*, *Gyroidina* a *Stensioeina*. Vzácné zastúpené aglutinované foraminifery okrem zástupcov rodu *Ammodiscus*, *Glomospira* reprezentujú hlavne zástupcovia rodov *Gaudryina* a *Tritaxia*.

Obsah CaCO_3 v košariskom súvrství je vysoký (vz. č. 8, tab. 3).

Hĺbkové pomery počas usadzovania košariského súvrstvia možno dávať do vzťahu s vrchným batialom, čo by, podobne ako v alpskej gosauskej panve s. s., zodpovedalo hĺbke 1000 m.

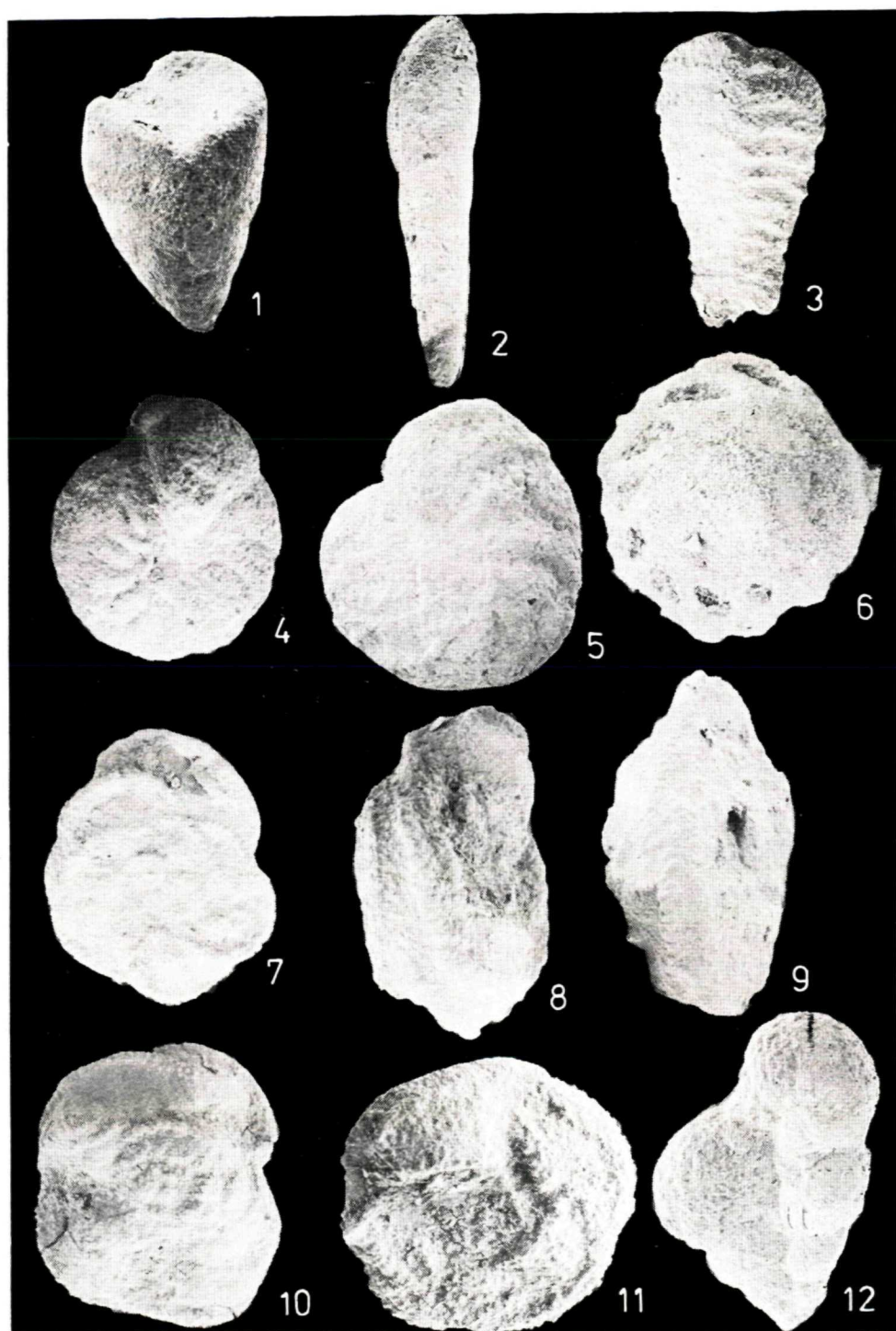
Rozdielnosť voči obdobným sedimentom v Severných Vápencových Alpách je, ako na to upozorňuje Oberhauser (1968, s. 133) aj v asociácii ťažkých minerálov. Vedľa

granátu je tu prítomný aj chromit, ktorý už v kampáne Severných Vápencových Álp chýba. Súhlasne s Oberhauserom usudzujeme, že prínos materiálu, i keď vo veľmi zmenšenom množstve, pokračoval naďalej z ťltrapieninskej (klapskej), len miestami vynorenej kordiléry, resp. z vynorenej zóny s flyšovými sedimentmi klapskej jednotky. Toto obmedzené dodávanie materiálu (chromitu) pokračovalo nielen v kampáne, ale i v mástrichte a paleocéne Myjavskej pahorkatiny (Oberhauser, 1968).

Podbradlianske súvrstvie (500 až 600 m). Reprezentujú ho hlavne mikroturbiditné sekvencie. Jednotlivé cykly tvoria kalkarenity, kalcisilty a pelagity. Tmavosivé 15—30 cm, ojedinele 50 cm hrubé kalkarenity sú vzácné tvorené 4 intervalmi, ako sú známe z gosauskej kriedy Východných Álp. Podľa Butta (1981) môžeme rozlíšiť bazálny interval *a* tvorený hrubozrnnými až jemnozrnnými gradačne zvrstvenými vápňitými pieskovecami. Interval *b* tvorí spodný tenko laminovaný jemnozrnný kalkarenit, interval *c* konvolutne laminovaný jemnozrnný kalkarenit; táto časť je len zriedkavo zastúpená, maximálne 2—5 cm hrubou polohou. Interval *d* tvorí vrchný tenko laminovaný jemnozrnný kalkarenit. Najčastejšie je rozšírený

TAB. III

- 1—2 — *Globotruncana arca* (Cushman) $\times 60$. Vz. č. 11, lok. Košariská
- 3 — *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny) $\times 75$. Vz. č. 11
- 4 — *Rosita scutilla* (Gandolfi) $\times 70$. Vz. č. 580, lok. U Stanov. Zóna *Globotruncana arca rugosa*. Stredný kampán
- 5 — *Ostrakóda* $\times 70$. Vz. č. 580
- 6 — *Stensioeina pommerana* Brotzen $\times 110$. Vz. č. 580
- 7—8 — *Anomalina* (A.) *welleri* Vassilenko $\times 70$, $\times 75$. Vz. č. 201, lok. Kravárikovci. Zóna *Globotruncana arca rugosa*. Stredný kampán
- 9 — *Globotruncana arca rugosa* (Marie) $\times 60$. Vz. č. 201
- 10 — *Heterohelix striata* (Ehrenberg) $\times 120$. Vz. č. 201
- 11 — *Watznaueria barnesae* (Black) $\times 5000$. Vz. č. 201
- 12 — *Cretarhabdus surirellus* (Deflandre) $\times 5000$. Vz. č. 201
- 13 — *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) $\times 140$. Vz. č. 201. Vonkajšia štruktúra schránky je opracovaná turbiditným prúdom



dvojintervalový, t. j. gradačný a laminovaný kalkarenit (10–30 cm), prípadne len laminovaný jemnozrnný kalkarenit. Nad kalkarenitmi sú vyvinuté 30 cm až 1 m hrubé pelitické kalcisiltity (interval *e*), reprezentované mäkkými a tvrdými bezštruktúrnymi svetlosivými, na CaCO_3 bohatými siltickými, na foraminifery (vápňitý bentos + planktonické foraminifery) i na nanoplanktón bohatými slieňovcami. Poznamenávame, že v najvrchnejšej časti kalcisiltitového cyklu nie sú v Myjavskej pahorkatine zastúpené kalcilutity, reprezentované vo Východných Alpách kremíťmi a vápnitými kalcilutitmi, bohatými na rádioláriá. Podobne ani hlbokomorské hemipelagity tretieho neturbiditného komponentu typického Boumovho (1962) cyklu nie sú prítomné. Miesto nich sa tu vyskytujú pelagity tvorené 30 cm až 1 m hrubými, pevnými, mäkkými, prevažne na foraminifery a nanoplanktón bohatými slieňovcami. Zistili sa planktonické (60 ‰), bentonické, hlavne vápnité (30 ‰) aj aglutinované (10 ‰) foraminifery. V najvrchnejšej časti súvrstvia sú okrem opísaných typov hornín vyvinuté polohy jemnozrnných vápnitých zlepcov.

Špeciálne na štúdium ťažkých minerálov sa zo spodnej časti podbradlianskeho sú-

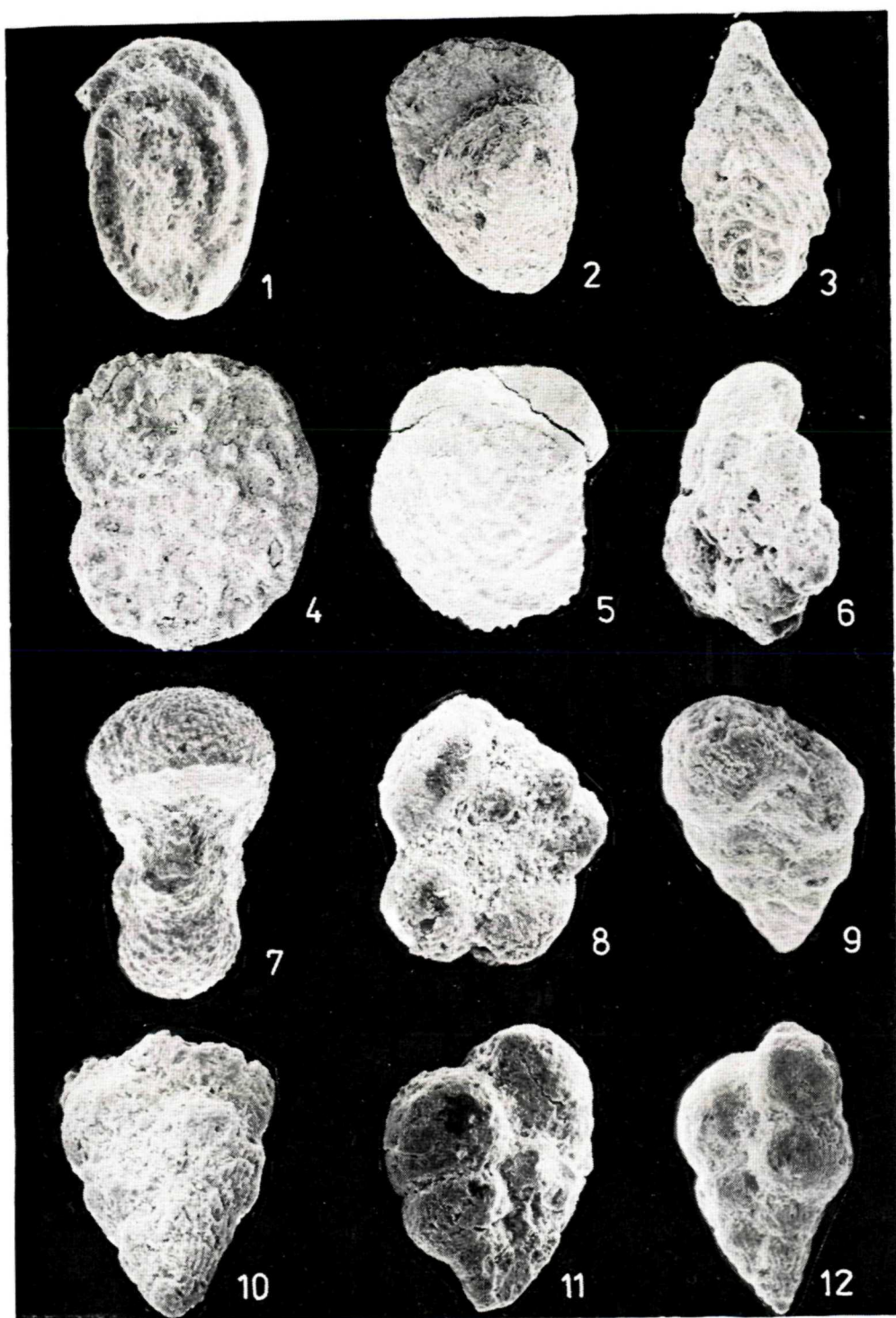
vrstvia (80 m od bázy, druhý ohyb cesty z Brezovej na Bradlo) odobrala vzorka z vápnitého hrubozrnného pieskovca. V asociácii ťažkých minerálov prevláda zirkón, rutil a limonit. V množstve do 5 ‰ ťažkej frakcie sú zastúpené: hyperstén, epidot, turmalín, chlorit, chromit, ilmenit a magnetit. Pod 1 ‰: zoisit, granát, staurolit a biotit.

Z hľadiska mikrobiostratigrafického patrí podbradlianske súvrstvie na základe bohatých asociácií foraminifer spodnej až strednej časti vrchného kampánu, zóny *Globotruncana rugosa* (Salaj, 1960; Salaj — Samuel, 1966; Samuel et al., 1980) s podzónami *Bolivinoides decoratus* a *Bolivinoides draco miliaris* (Salaj — Samuel, 1979). Preukázaný je aj bohatý nanoplanktón zóny *Tetralithus aculeus* (Gašpariková, 1983).

Okrem inocerámov (*Inoceramus balticus* Boehm) v najvrchnejšej časti podbradlianskeho súvrstvia sme v pelagických slieňoch z bezprostredného podložia orbitoidových vrstiev našli a určili druh *Gaudryiceras glaneggense* (Redtenbacher), známy (Kennedy — Summesberger, 1979) z koňaku až spodného kampánu. Vzhľadom na to, že *Bolivinoides decoratus* (Jones) a *Bolivinoides draco miliaris* Hiltermann et Koch sú jed-

TAB. IV

- 1 — *Dorothia indentata* (Cushman et Jarvis) $\times 70$. Vz. č. 580, lok.: U Stanov. Zóna *Globotruncana arca rugosa*. Stredný kampán
- 2 — *Dentalina nana* Reuss $\times 120$. Vz. č. 580
- 3 — *Bolivinopsis chiccana* (Lalicker) $\times 90$. Vz. č. 580
- 4 — *Stensioeina exsculpta* (Reuss) $\times 65$. Vz. č. 580
- 5 — *Anomalina* (*Gavelinella*) *costulata* (Marie) $\times 110$. Vz. č. 580
- 6 — *Osangularia lens* (Brotzen) $\times 80$. Vz. č. 580
- 7 — *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno) $\times 60$. Vz. č. 580
- 8 — *Rosita manauensis* (Gandolfi) $\times 90$. Vz. č. 580
- 9 — *Globotruncana arca rugosa* (Marie) $\times 70$. Vz. č. 580
- 10 — *Rosita scutilla* (Gandolfi) $\times 55$. Vz. č. 580. Schránka silne poškodená turbiditným prúdom
- 11 — *Rosita scutilla* (Gandolfi) $\times 70$. Vz. č. 580
- 12 — *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) $\times 120$. Vz. č. 580. Vonkajšia štruktúra čiastočne opracovaná turbiditným transportom



noznačne preukázané len z vrchného kampánu a z *Belemnitella mucronata* (Barr, 1966a, b), je zrejme, že ide o doteraz najvyššie preukázaný výskyt druhu *Gaudryiceras glaneggense* (Redtenbacher), teda zo stredného kampánu (Tab. VI, obr. 1—2).

V tomto súvrství, hlavne v strednej a vrchnej časti, sa vyskytujú najstaršie orbitoidové foraminifery, reprezentované druhmi *Orbitoides tissoti minima* Vredenburg a *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé). Podľa Köhlera (1962) ide o zónu *Orbitoides tissoti minima*.

Z korelačného hľadiska sa podbradlian-ske súvrstvie najviac podobá turbiditným ressenkým vrstvám spodného až stredného kampánu gosauskej panvy. Vzhľadom na prítomnosť len aglutinovanej mikrofauny sa tieto vrstvy usadzovali pod CCD (Kollmann — Summesberger, 1982, s. 41).

Na základe litologických a faunistických znakov, t. j. bohatej fauny inocerámov, vzáčne amonitov, nanoplanktónu, planktonických foraminifer všetkých štyroch hĺbkových biologických pásiem, bohato

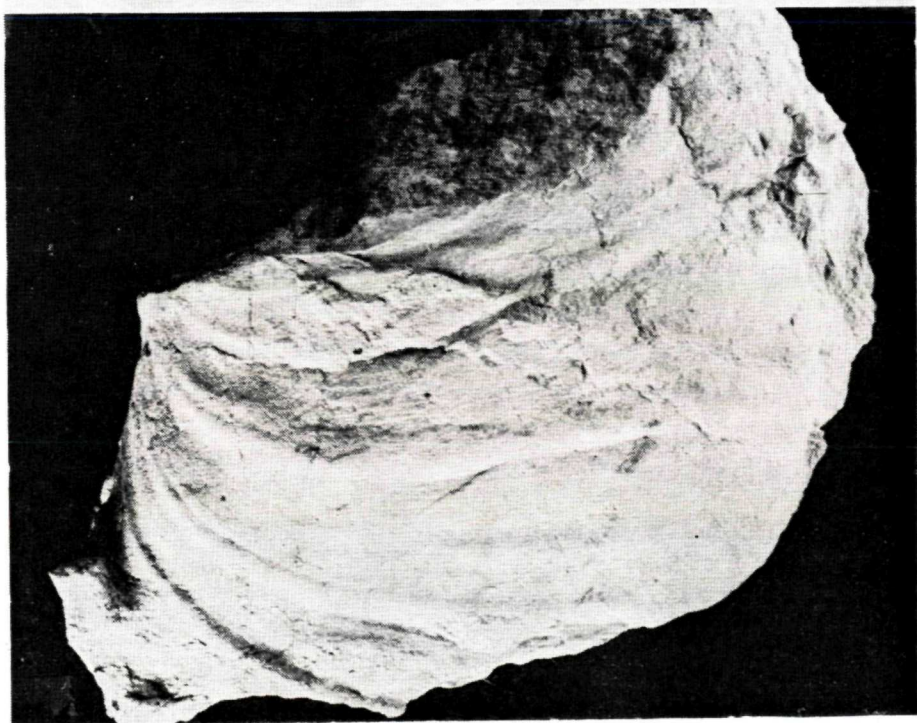
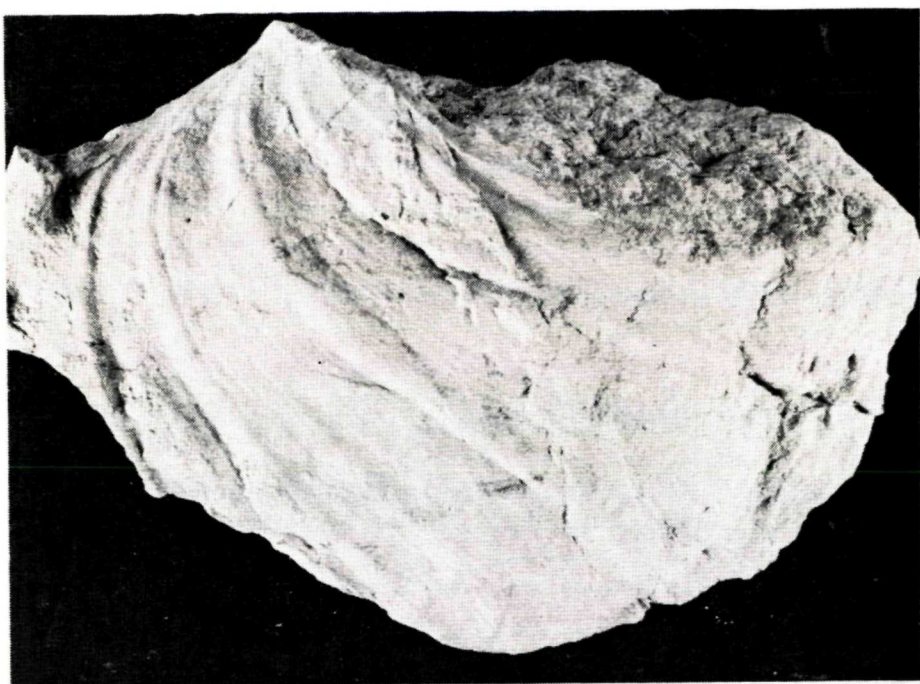
zastúpených vápnitých bentogénnych foraminifer (do 40 ‰), vo vyšších častiach súvrstvia prítomných ostrakódov a orbitoidových foraminifer, vysokého obsahu CaCO_3 v slieňoch (vz. č. 271, tab. 3) môžeme usudzovať, že toto súvrstvie sa usadilo v maximálnych hĺbkach do 800 až 1000 m, kým vyššie časti sa usadzovali v hĺbkach do 300—400 m. Okrem nepoškodennej mikrofauny je v malom množstve (do 5 ‰) prítomná aj poškodená mikrofauna, nesúca znaky transportu (Tab. III, obr. 9, 10, 13; Tab. IV, obr. 10, 12; Tab. V, obr. 3—6, 8—12). Zistila sa aj transportovaná makrofauna (gastropódy).

Vápence Širokého bradla. V nadloží podbradlianskeho súvrstvia vystupujú organodetritické a organogénne, miestami zlepcovité orbitoidové vápence (60—80 m) Širokého bradla. Ide o kalkarenity až kalcirudity.

Z veľmi vzácné sa vyskytujúcich ťažkých minerálov Borza (1962) preukázal prítomnosť turmalínu, granátu a disténu. Z tohto dôvodu sme z vápencov Širokého

TAB. V

- 1 — *Ammodiscus cretaceus* (Reuss) $\times 120$. Vz. č. 581, lok.: U Stanov. Zóna *Globotruncana arca rugosa*. Stredný kampán
- 2 — *Gyroidina globosa* Hagenow $\times 110$. Vz. č. 580, lok.: U Stanov. Zóna *Globotruncana arca rugosa*. Stredný kampán
- 3 — *Neoflabellina rugosa efferata* (Wedekind) $\times 70$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom poškodená schránka
- 4 — *Stensioeina pommerana* Brotzen $\times 120$. Vz. č. 580. Turbiditným transportom poškodená schránka
- 5 — *Globotruncana arca rugosa* (Marie) $\times 70$. Vz. č. 580. Turbiditným transportom poškodená schránka
- 6 — *Archaeoglobigerina bulloides* (Vogler) $\times 140$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom silne opracovaná schránka
- 7 — *Globigerinelloides volutus* (White) $\times 100$. Vz. č. 580
- 8 — *Hedbergella bornholmensis* Douglas et Rankin $\times 150$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom povrchová štruktúra schránky dokonale opracovaná a zničená
- 9 — *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) $\times 150$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom opracovaná schránka
- 10 — *Pseudoguembelina excolata* (Cushman) $\times 175$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom opracovaná schránka
- 11 — *Heterohelix ultimatimida* (White) $\times 110$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom opracovaná schránka
- 12 — *Heterohelix pulchra* (Brotzen). $\times 130$. Vz. č. 581. Turbiditným transportom opracovaná schránka



bradla neodobrali vzorku na štúdium ťažkých minerálov.

Stratigrafické členenie týchto vápencov do vrchného kampánu až najspodnejšieho mástrichtu (Salaj, 1960) dokladajú okrem superpozície hlavne orbitoidové foraminifery (Köhler, 1962).

Súvrstvie Širokého bradla, podobne ako vrchnomástrichtské vápence a vápnité zlepenice na báze podlipoveckého flyšu, je bohaté na orbitoidné, miliolidné a textularidné foraminifery a riasy (*Archaeolithothamnium* div. sp.), ktoré, ako je všeobecne známe, svedčia o sedimentácii v plytkom neritickom prostredí v hĺbkach 100 až 200 m.

Mosnáčovské sliene. Súvrstvie 60–100 m hrubých inocerámových mosnáčovských slienov (vz. č. 25) spodného mástrichtu s *Inoceramus* (*Cataceramus*) *regularis* d'Orbigny a *Inoceramus* (I.) *balticus* Boehm (zóna *Globotruncana falsostuarti*) medzi spodnými a vrchnými orbitoidovými vápencami reprezentuje časový interval pomerne kľudnej pelagickej sedimentácie so slabým prínosom organodetritického materiálu a s prevahou planktonických foraminifer všetkých štyroch biologických hĺbkových pásiem, čo by svedčilo o prehĺbení aspoň do 300–400 m.

Opísané orbitoidové vrstvy s pasážou inocerámových mosnáčovských slienov možno porovnávať s orbitoidovými vrstvami v grünbašskej panve, kde sú vyvinuté dve pasáže inocerámových slienov a paleogén, ktorý je v ich nadloží. Na rozdiel od študovanej oblasti je tu v slienitom vývoji.

Podlipovecký flyš. V jeho najspodnejšej časti sú vyvinuté ešte slienovce s polohami orbitoidových vápencov a zlepenecov rovnakej litologickej a petrografickej charakteristiky ako vápence Širokého bradla. Ide teda o druhý, stratigraficky mladší horizont orbitoidových vrstiev, pre ktoré by bolo vhodné zaviesť samostatný názov. Tieto vrstvy postupne prechádzajú do flyšového súvrstvia, pre ktoré Samuel et al. (1980) zaviedli názov podlipovecký flyš.

Z jemnozrnnějších zlepenecov sme odobrali vzorku (na SZ od Dlhého vršku), aby sme zistili asociáciu ťažkých minerálov. V spoločenstve ťažkých minerálov dominuje turmalín, zirkón, magnetit a limonit. V množstve do 5 %: epidot, zoisit, granát, rutil, chlorit a ilmenit, pod 1 %: apatit.

Pokiaľ ide o litologické porovnanie tohto súvrstvia, a to aj z hľadiska prítomnosti ťažkých minerálov, miestami možno tento typ nájsť v nadloží orbitoidových vrstiev v oblasti Grünbachu. Ďalej možno podlipovecký flyš porovnať s bazálnou časťou zwieselalmských vrstiev, zodpovedajúcich tu mástrichtu gosauskej panvy v oblasti Gosau. Prevládajú tu konglomeráty, pieskovce s orbitoidovými foraminiferami a sliene s pelagickou mikrofaunou.

Kravárikovské súvrstvie a súvrstvie Priepastného. Kravárikovské súvrstvie (vrchný paleocén — spodný eocén), rovnako ako aj súvrstvie Priepastného (spodný eocén) možno z litofaciálneho a faunistického hľadiska, ako aj na základe asociácie ťažkých minerálov dokonale porovnať so zwieselalmským sú-

TAB. VI

1a, b — *Gaudryceras glaneggense* (Redtenbacher), pôvodná veľkosť. Najvrchnejšia poloha slienov podbradlianskeho súvrstvia v bezprostrednom podloží orbitoidových vápencov Širokého bradla. Malý opustený lom pri bývalom motocrossovom štadióne powyše cesty na Bradlo, JZ od translatačnej stanice. Vek: stredný kampán

vrstvím gosauskej panvy v oblasti Gosau. Aj keď najvyšším zachovaným členom spodného eocénu v oblasti Priepastného sú pestré ílovce len s aglutinovanou mikrofaunou, v oblasti osady Kravárikovci máme zachované i vyššie členy, zodpovedajúce strednému až vrchnému eocénu, reprezentované flyšovým súvrstvom. V tomto súvrství sa okrem planktonickej mikrofauny (20 %) vyskytuje hlavne aglutinovaná mikrofauna (80 %). Ílovce majú nízky obsah CaCO_3 (vz. č. 273).

Z batymetrického hľadiska kravárikovské súvrstvie sedimentovalo v plytkovodnom prostredí (vývoj rifových vápencov a prítomnosť ich blokov v bazálnom súvrství) ovplyvnenom zrejme prínosom riečneho materiálu z blízkej pevniny. Naproti tomu spodno-strednoeocénne sedimenty sa usadzovali v progresívne sa prehĺbujúcom prostredí (na rozsiahlom bloku, na ktorom sedimentoval senón a paleogén vývoja Bradla — južný vývoj) pravdepodobne až do maximálnej hĺbky 2500 m, t. j. tesne pod foraminiferovou lyzoklínu, čo potvrdzuje prítomnosť len primitívnej aglutinovanej mikrofauny.

Vývoj Starej Turej

Lubinské súvrstvie. Ani vývoj Starej Turej, ktorý je reprezentovaný lubinským súvrstvom (mont - yprés), nemá svoj ekvivalent v gosauských panvách Severných Vápencových Álp. Typický profil týmto súvrstvom (Potfaj in Leško et al., 1982; vrt Lubina 1; Leško et al., 1978, 1982) sa nachádza vo východnej časti panvy. Ide o typický flexoturbiditný typ súvrstvia (hojné ílovce s rozptýlenými obliakmi). Sedimenty tohto vývoja, ako uvádza Leško et al. (1978), vznikli za stáleho tektonického nepokoja pobrežia a časti dna pogosauskej panvy.

Podľa týchto autorov pochádzajú klasty brekcií a zlepenčov z pobrežných zdrojov

a z málo spevneného devastovaného dna, ktoré mohlo byť jedným zo zdrojov, odkiaľ v priebehu senónu turbidity odnášali materiál do južnejších a juhozápadne situovaných sedimentačných zón.

V západnej časti panvy možno z povrchových odkryvov v lubinskom súvrství rozpoznať niekoľko členov:

1. Zrejme najstaršie sú transgresívne, na rôznych členoch podložia ležiace zlepenice s rifmi a piesčité slieňe s hojnými rozptýlenými obliakmi. Vek: stredný — vrchný paleocén, hrúbka: cca 300—400 m.

2. Flyšové súvrstvie (300—500 m) s polohami gradačne zvrstvených zlepenčov, vápnitých pieskovcov, piesčitých slieňov a ílov solistolitmi rifových a riasovo-korálových vápencov s diskocyklinami. Okrem polôh s aglutinovanými foraminiferami (zárez cesty — Hodulov vrch) sa v slieňoch vyskytujú aj polohy planktonických foraminifer (zárez cesty pri viadukte v Starej Turej). Vek: najvrchnejší paleocén — kuis.

3. Pasáž (cca 8 m) piesčitých 10—20 cm hrubých slieňov s preplavenou senónskou mikrofaunou a s polohami 5—15 cm hrubých organogénnych, riasovo-korálových a slabo detritických alodapických vápencov. Vek: pravdepodobne kuis.

4. Najvyšším preukázaným súvrstvom je cca 40 m hrubé súvrstvie lavicovitých 3—5 cm hrubých vápnitých organodetritických pieskovcov (kalkarenity až kalcirudity) s bohatou faunou veľkých foraminifer yprésu (Köhler, 1961). Pieskovce sa striedajú s polohami piesčitých slieňov a s drobovýmiolistolitmi rifových riasovo-korálových vápencov paleocénneho až spodnoeocénneho veku. Toto súvrstvie je odkryté v kameňolome pri ceste vedúcej do Lubiny (cca 1 km na SZ od Lubiny). Okrem veľkých foraminifer známych aj z ďalších lokalít sú tu známe aj nálezy planktonických foraminifer (Samuel — Salaj — Váňová, 1964) a nanoplanktónu

(Bystrická, 1963).

Túto časť lubinského vývoja by sme mohli súhlasne s Leškom et al. (1978) zaradiť do sedimentačnej pobrežnej šelfovej zóny prechádzajúcej až na uklonený kontinentálny svah, kde sedimentovali hlavne staršie členy.

Treba ešte poznamenať, že v najspodnejších polohách vrtu Lubina-1 sa prevráťalo flyšové súvrstvie (2707—3236 m) paleogénu (stredný eocén, Leško et al., 1978, s. 46—47), ktoré bolo na základe litologického vývoja zaradené k magurskému paleogénu. Ten sa z hľadiska asociácie ťažkých minerálov (zirkónová zóna) odlišuje od vekove ekvivalentných strednoeocénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny reprezentovaných súvrstvím Jablonky, kde granát výrazne prevláda nad zirkónom (tab. 1, 2). Je však zaujímavé, že v lubinskom súvrství sa zistila prevaha zirkónu nad granátom, čo dovoľuje pochybovať, či paleogén v najhlbších partiách lubinského vrtu patrí skutočne magurskému paleogénu.

Vývoj Surovína

Vo vývoji Surovína (severozápadná časť Myjavskej pahorkatiny) vrstevný sled v senóne a paleogéne reprezentuje súvrstvie Polianky (kampán — dán), súvrstvie Dedkovho vrchu (mont — kuis), súvrstvie Jablonky (stredný — vrchný eocén) a sporadicky zastúpené menilitové vrstvy.

Súvrstvie Polianky. Vyvíja sa z pestrých košariských slieňov, má vo svojej spodnej časti litologický vývoj prakticky totožný s podbradlianskym súvrstvím. Stredná slienitá časť s ojedinelými 5—10 cm turbiditnými jemnozrnými laminovanými kalkarenitmi je ekvivalentná s mosnáčovskými slieňmi, reprezentujúcimi kľudnú pelagickú sedimentáciu. Planktonická mikrofauna (80 %) výrazne prevláda nad vápnitou bentogénnou

(15 %) i aglutinovanou (5 %) mikrofaunou. Mikrofauna nejaví žiadne znaky preplavenia ani rozpúšťania. Vo vrchnom mástrichte (zóna *Racemiguembelina varians*), ktorý reprezentuje výrazné prehlbenie, sú okrem jednej polohy zlepcov hojné polohy laminovaných kalkarenitov (5 až 20 cm), ktoré sa striedajú v 40—80 cm intervaloch s vápnitými prachovcovými ílovcami (vz. č. 43, 49a). Pôvodná aglutinovaná mikrofauna s prevahou druhu *Textularia agglutinans* d'Orbigny je premiešaná s tanatocenózou planktonických i vápnitých bentogénnych foraminifer (Salaj, 1960, s. 124), poškodených transportom a narušených rozpúšťaním. V najvrchnejšom mástrichte sú vyvinuté pelagity s bohatou mikrofaunou.

Ak sme odhadli sedimentovanie košariského súvrstvia v hĺbke 1000 m, tak sedimentácia súvrstvia Polianky sa uskutocnila v hlbšom mori, ktoré sa postupne prehlbovalo do vrchného mástrichtu, keď dosiahlo zrejme aj maximálne prehlbenie. Usudzujeme, že v období maximálneho prehlbenia bolo dno mora pod úrovňou foraminiferovej lyzoklíny, ale nad úrovňou CCD a kokolitovej lyzoklíny, t. j. približne v hĺbke 2500 m.

Pomerne vo veľmi krátkom čase (ešte v najvrchnejšom mástrichte a hlavne v priebehu spodného dáu) dochádza k výraznému splytčeniu, čo bol dôsledok začiatkov prejavov laramskej fázy vrásnenia. Potvrdzovala by to náhla zmena zloženia a vývoj mikrofauny, ako aj zmena obsahu CaCO_3 v slieňoch (vz. č. 230). V najspodnejších polohách dáu tvorí aglutinovaná mikrofauna v spoločenstve foraminifer 20 %, zvyšok je preplavená kriedová mikrofauna. Vo vyšších polohách spodného dáu obsah CaCO_3 rýchlo stúpol (vz. č. 233). Aglutinovaná mikrofauna je zastúpená do 20 % a ostatok tvoria v asociáciách planktonické a bentogénne vápnité foraminifery zóny Plano-

rotalia compressa (Samuel — Salaj, 1968).

Z vápnitého pieskovca odobraného na štúdium ťažkých minerálov z dánskej časti súvrstvia Polianky (Dedkov vrch) sa identifikovala asociácia, ktorú charakterizuje prevaha zirkónu, rutilu, turmalínu, chloritu, magnetitu a limonitu nad ostatnými minerálmi. V množstve do 5 % ťažkej frakcie sa zaznamenali: zoisit, epidot, granát, apatit, biotit, chromit a ilmenit, do 1 %: chloritoid a pyrit.

Vzhľadom na vyššie uvedené údaje, ako aj skorý nástup vápencovej sedimentácie tvorenej organodetritickými alodapickými, machovkovými, riasovo-korálovými vápencami mohla byť hĺbka mora ku koncu danu okolo 400—600 m. Súvrstvie Polianky má v Severných Vápencových Alpách svoj ekvivalent čiastočne vo fácií nieren-talských vrstiev.

Súvrstvie Dedkovho vrchu. Počas sedimentácie najspodnejšej časti tohto súvrstvia sa výrazne uplatňovali ešte turbidity, čo podmieňovalo vznik alodapických organodetritických vápencov.

Na základe prítomnosti hojných rias, korálov a machoviek, teda organizmov vyžadujúcich veľa svetla, sedimentovali tieto vápence v presvietenej zóne teplej vodnej masy neritického pásma, teda v hĺbkach maximálne 200—300 m.

Vrchná časť súvrstvia Dedkovho vrchu, reprezentovaná len čistými organogénnymi vápencami bez klastickej prímеси s vložkami slieňov, s planktonickou mikrofaunou nás vedie k názoru, že ďalšie mierne splytčenie zodpovedá vyzdvihnutiu sedimentačného bazénu. Vytvárajú sa podmienky sedimentácie uskutočňovanej na elevačnej štruktúre (raised bottom, haut fond), ktorá zabránila prínosu klastického materiálu a plne umožnila mimoriadne bohatý rozvoj rias, machoviek, korálov, bentogénnych vápnitých foraminifer v prostredí sedimentácie čistých organogénnych vápencov a na druhej strane

umožnila bohatý rozvoj planktonických a vápnitých bentogénnych foraminifer počas mierneho poklesu a sedimentácie slieňov. Sliene tvoria najprv vložky v spodnej časti súvrstvia, ale v najvrchnejších polohách spodného eocénu už výrazne prevládajú nad vápencami, a to v pomere 3:1 až 6:1.

Táto oscilácia s miernym prehĺbením mora sa mohla uskutočňovať v hĺbkach v rozmedzí 100—300 m, čo by potvrdzovala aj vzácna prítomnosť kónických morozovel IV. biologického hĺbkového pásma: druh *Morozovella velascoensis* (Cushman) v najvrchnejšom paleocéne a druh *Morozovella aragonensis crater* (Finlay) vo vrchnej časti spodného eocénu.

Súvrstvie Dedkovho vrchu nemá svoj ekvivalent v Severných Vápencových Alpách.

Súvrstvie Jablonky. Najprv ho tvorí asi 15 m pasáž červených ilov a aglutinovaná mikrofauna na báze strednoeocénného súvrstvia Jablonky a v bezprostrednom nadloží súvrstvia Dedkovho vrchu, presnejšie nad poslednou polohou, asi 60 cm hrubá lavica rífového riasovo-korálového vápenca.

Vlastné flyšové súvrstvie reprezentuje v spodnej časti jemnorytmický flyš. Sú to tenkolavicovité (3—10 cm) laminované kalkarenity a prachovcové ilovce 30—60 cm hrubé s pomerne vysokým obsahom CaCO_3 (vz. č. 233 — Batyková). V strednej časti súvrstvia (nová myjavská tehelňa) prevládajú hrubolavicovité (30—60 cm) laminované pieskovce s polohami piesčitých ilovcov (cca 250 cm) a s aglutinovanou mikrofaunou.

Z vápnitého pieskovca odobraného v novej myjavskej tehelni sa získala asociácia ťažkých minerálov, v ktorej prevláda granát, zirkón a ilmenit. Do 5 % ťažkej frakcie sa zistil hyperstén, zoisit, rutil, apatit, biotit a chlorit, pod 1 % ťažkej frakcie chromit. V súvrství sa zaznamenal nápad-

ný úbytok karbonátov.

Vo vrchnej časti súvrstvia Jablonky je zase vyvinutý jemnorytmický flyš (5 až 15 cm laminované pieskovce a 30–60 cm pasáže piesčitých ilovcov). Súvrstvie je odkryté v starej tehelni v Myjave a má hrúbku cca 100 m. V jeho najvrchnejšej časti prevládajú pasáže pestrých ilovcov patriacich zóne *Cyclammina amplexans* s nízkym obsahom CaCO_3 (vz. č. 3 — myjavská tehelná). Striedajú sa s polohami slieňov s bohatou planktonickou mikrofaunou vyššej časti spodného lutétu s *Globigerinoides higginsii* Bolli a *Turbototalia (Acarinina) crassata densa* (Cushman) a vrchného lutétu s *Truncorotaloides rohri* Bolli. Spodnú časť vrchného eocénu reprezentujú globigerinové slieňové zóny *Globigerapsis index* (Salaj, 1962; Samuel, 1965, 1973; Samuel — Salaj, 1968). Vrchná časť vrchného eocénu (slieňové, ilovce, ojedinele polohy tenkolavcovitých rozpádavých pieskovcov — cca 20 m, východy ktorých sú silne zahlienené, pokrýva ich sutina) a útržky menilitových vrstiev patria zóne *Globigerina officinalis* (Samuel, 1972, 1973).

Súvrstvie Jablonky nemá svoj ekvivalent v gosauských bazénach Severných Vápencových Álp a navyše v dôsledku erózie tu vo väčšine prípadov stredný — vrchný eocén chýba.

Na doplnenie poznatkov treba uviesť, že 3 spodné členy (pestré ily, jemnorytmický a hruborytmický flyš) s odhadovanou hrúbkou 650–700 m sa usadili v priebehu spodného lutétu, kým v priebehu vrchného eocénu sa usadilo len asi 100 m sedimentov.

Pri úvahe o hĺbkových pomeroch počas sedimentácie súvrstvia Jablonky sa kloníme k názoru, že na rozhraní spodného — stredného eocénu došlo k výraznému kolapsu a k zmene v sedimentácii, k rýchlemu prehĺbeniu dna mora, ktoré v priebehu spodného lutétu bolo pod foraminif

ferovou lyzoklínou, prípadne až pod hladinou CCD (2500–3000 m). Na rozhraní spodného a stredného lutétu (zrejme v dôsledku predpyrenejskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch; Samuel, 1973, s. 71) dochádza v dôsledku vyzdvihnutia celého bloku panvy nad foraminiferovú lyzoklínu k splytčeniu, rovnako ako aj k obmedzenému prínosu detritického materiálu do panvy.

Literatúra

- Andrusov, D. 1959: Geológia československých Karpát. 2. vyd. Bratislava, SAV, 375 s.
- Barr, F. T. 1966a: Upper Cretaceous Foraminifera from the Ballydeenla Chalk, Country Kerry, Ireland. *Paleontology (Amsterdam)*, 9, 3, 492–510.
- Barr, F. T. 1966b: The foraminiferal genus *Bolivina* from the Upper Cretaceous of the British Isles. *Paleontology (London)*, 9, 220–243.
- Bouma, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Amsterdam, Elsevier*, 168 p.
- Butt, A. 1981: Depositional environments of the Upper Cretaceous Rocks in the Northern part of the Eastern Alps. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 1–121.
- Bystričká, H. 1963: Spodnoeocénne Cocolithophoridae myjavského paleogénu. *Geol. Zbor.*, XIV, 269–281.
- Gašpariková, V. 1983a: Cretaceous nannoplankton zones of the West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 9, 73–86.
- Gašpariková, V. 1983b: In: A. Began — V. Gašpariková — J. Salaj: Loc. 4. Dedkov vrch. *Excursion-guide, 18th Europ. Coll. Micropal. (Bratislava)*, 51–52.
- Hagn, H. — Höfling, R. — Immel, H. 1982: Excursion D: Berchtesgaden. In: 2. Kreide Symposium, Excursionen (München), D 1 — D 67.
- Kennedy, W. J. — Summesberger, H. 1979: A revision of *Ammonites mitis* Hauer and *Ammonites glaneggensis* Redtenbacher from the Gosau Beds (Upper Cretaceous) of Austria. *Beitr. Paläont. Österr. (Wien)*, 6, 71–87.
- Köhler, E. 1961: Lubina (kameňolom pri hradskej juhozápadne od obce) — paleogén (spodný eocén, yprés). In: *Sjazdový sprievodca XII. sjazdu Čs. spol. pre min. a geol., slov. výbor (Bratislava)*, 72.

- Köhler, E. 1962: Veľké foraminifery v senónne Brezovského pohoria. *Geol. Zbor.*, 13, 1, 91—128.
- Köhler, E. — Borza, K. 1984: Oberkreide mit Orbitoiden in den Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 2, 195—204.
- Kollman, H. A. — Summesberger, H. 1982: Excursions to Coniac-Maastrichtian in the Austrian Alps. *Working group on the Coniac-Maastrichtian stages 4th Meeting (1982), Gosau Basins in Austria (Wien)*, 1—105.
- Leško, B. et al. 1982: Oporný vrt Lubina 1. Region. *Geol. Západ. Karpát (Bratislava)*, 17, 1—116.
- Leško, B. — Ďurkovič, T. — Gašpariková, V. — Kullmanová, A. — Samuel, O. 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina 1. *Geol. Práce, Spr.*, 70, 35—56.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky. 1. vyd. SAV, Bratislava, 5—503.
- Oberhauser, R. 1963: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 106, 1—88.
- Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 111, 115—145.
- Parker, F. L. — Berger, W. H. 1971: Faunal and solution patterns of planktic foraminifera in the surface sediment of the South Pacific. In: *Deep-Sea Research (Washington)*, 18, 73—107.
- Plöschinger, B. — Bardossy, G. — Oberhauser, R. — Papp, A. 1961: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 104, 359—441.
- Salaj, J. 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii Gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce, Spr.*, 10, 119—130.
- Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia dáu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce, Spr.*, 24, 199—204.
- Salaj, J. — Began, A. 1963: Faciálne vývoje a mikrobiostratigrafia vrchnej kriedy bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr.*, 30, 113—120.
- Salaj, J. — Began, A. 1983: Senonian to Paleogene palaeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). *Zitteliana (München)*, 10, 173—181.
- Salaj, J. — Began, A. — Hanáček, J. — Mello, J. — Kullman, E. — Čechová, A. — Sucha, P. 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Bratislava, GÚDS (v tlači).
- Salaj, J. — Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). Bratislava, GÚDS, 292 s.
- Salaj, J. — Samuel, O. 1979: Chronostratigrafia vrchnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. *Geol. Práce, Spr.*, 73, 111—160.
- Samuel, O. 1965: Zonálne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. *Geol. Práce, Spr.*, 35, 183—198.
- Samuel, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr.*, 59, 285—299.
- Samuel, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejav orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v priľahlej časti Maďarského stredohoria. *Geol. Práce, Spr.*, 60, 55—83.
- Samuel, O. — Salaj, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, GÚDS, 232 s.
- Samuel, O. — Salaj, J. — Began, A. 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 6, 81—111.
- Samuel, O. — Salaj, J. — Váňová, M. 1964: Formational Biostratigraphy of Central Carpathians. In: *Report Twenty-second sess. Intern. geol. congr. India (New Delhi), Abstracts*.
- Stür, D. 1860: Bericht über die geologische Übersichte-Aufnahme des Wasnergebietes der Wang und Neutra. *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 9, 1, 17—149.
- Tollmann, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. *Wien, Franz Deuticke*, 580 s.
- Woletz, G. 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 106, 89—119.

Comparison of the Gosau type of Senonian and Paleogene between the Myjavská pahorkatina Highlands and the Northern Limestone Alps

From the paleogeographical point of view it is necessary to consider the Senonian and Paleogene sediments of the Myjavská pahorkatina Highlands, the Brezová Carpathians and the Cachtice Carpathians as the ones, which sedimented in the common Alpine-Carpathian Gosau basin.

The characteristic facial differentiation of the Senonian and Paleogene in the investigated area was caused by the differentiation of the Gosau sedimentation basin, as a result of considerable vertical movements of individual, differentially ascending and descending blocks.

Turbidity sedimentation took place practically in the whole basin, except the basal members of Coniacian, orbitoides limestones, Mosnáčka marlstones, pure reef limestones of the Uppermost Paleocene — Lower Eocene.

On the basis of calcimetry, microfauna analysis from individual Bouma (1962) intervals, as well as on the basis of mutual comparison with similar sediments of the Gosau Basin of the Northern Limestone Alps, the maximal depth of the Gosau sea in the Myjavská pahorkatina Highlands has been judged at 3,500 m.

This depth was below the foraminifera lysocline, which has been judged at 2,300 m both in the Northern Limestone Alps and in our country. The coccolithe lysocline has been judged at 3,200 m. Calcareous tests of foraminifera dissolved first below the above mentioned lysocline levels, those of coccolithes followed later. These data have been demonstrated by rich paleontological material. This material is represented by the considerable resolved tests of macrofauna, foraminifera and coccolithes. Apart from this, in many cases, the tests of fossils are perfectly preserved. This was in the case, when they were quickly covered by sediments, as a result of washed down turbidity currents, below the levels of the mentioned lysoclines or, as the

case may be, below the CCD level.

The greatest deepen occurred during the Lower — Middle Santonian, Upper Maastrichtian, and Middle — Upper Eocene, which is demonstrated by rich microfauna, which is agglutinated only.

Even when the Gosau basin belongs to the Tethyan zone, it is necessary to remember that pronounced tropical elements of planktonic foraminifera were missing in the Upper Campanian (*Globotruncana subspinoso*, *Radotruncana calcarata*, *Kassabiana falsocalcarata*) and in the Middle — Upper Eocene (*Hankenina aragonensis*, *Globorotalia lehneri*, *Orbulinoides beckmanni*). This whitesses either about temperate cooling of water masses or about the proximity of continents and emerged zones. The combination of both data has not been count out.

The activity of the Klope (= Ultrapienide) cordillera or the emerged zone with the Middle Cretaceous flysch sediments of the Klope unit respectively, manifested mainly in the Lower Senonian, partially in the Upper Senonian and Paleocene — Eocene. This is also demonstrated by the occurrence of heavy minerals (Fig. 1, 2), which originated in either original ultrabasic rocks (chromite) or in secondary sources (the Middle Cretaceous flysch of the Klope unit) containing this mineral. During the erosion, which manifested by several repetitions in the cordillera or near-cordillera zones respectively, the area, where the Kysuca, Drietoma and Klope sedimentation basins were spread, was also affected by it.

Later the Senonian sediments of the Rašov development sedimented in this northern zone. Their considerable part was eroded and washed down into the Paleogene basins of the Myjavská pahorkatina Highlands. In the above mentioned northern zone the Paleogene of the Stará Turá development also overstepped.