

Západokarpatské fosílné ekosystémy a ich vzťah k paleoprostrediu v kontexte neogénneho vývoja eurázijského kontinentu

MICHAL KOVÁČ¹, KLEMENT FORDINÁL², AIDA S. A. GRIGOROVICH³, EVA HALÁSOVÁ¹, NATÁLIA HUDÁČKOVÁ¹, PETER JONIAK¹, RADOVAN PIPÍK⁴, MARTIN SABOL¹, MARIANNA KOVÁČOVÁ¹ a ĽUBOMÍR SLIVA¹

¹Katedra geológie a paleontológie PríF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

³Institut Geologichnyh Nauk NAN Ukrainy, O. Gončareva 55a-b, 01 601 Kiev, Ukraina

⁴Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

Abstrakt. Zmeny paleogeografie a paleoklimatických podmienok počas miocénu a pliocénu výrazne ovplyvnili akvatické a terestrické ekosystémy, ako aj rozmanitosť paleobiotopov v oblasti Západných Karpát. Štúdium týchto udalostí v čase a priestore bolo predmetom výskumov v rámci účasti slovenských geológov a paleontológov na projekte *ESF – EEDEN (European Science Foundation – Ecosystem Evolution and Dynamics of Euroasian Neogene)* a ďalších národných projektoch v rokoch 1999 – 2005. Nové poznatky v oblasti paleogeografie a vývoja paleoklímy počas neogénu nám pomohli definovať paleoenvironmentálne a paleoekologické zmeny v jednotlivých časových intervaloch ovplyvňujúce vývoj ekosystémov a biotopov. Výsledkom je zároveň spresnené biostratigrafické zaradenie západokarpatských miocénnych usadenín do časovej škály neogénu.

Kľúčové slová: Západné Karpaty, neogén, stratigrafia, paleogeografia, paleoklimatológia, paleoekológia

Úvod

Súčasnosť planéty Zem je v dôsledku ľudských aktivít poznamenaná redukciami biodiverzity morských a terestrických ekosystémov. Fragmentácia prostredia z rôznych dôvodov verzu biodiverzita je preto z hľadiska štúdia histórie ekosystémov predmetom výskumu nielen biológov, ale aj náuk o Zemi. Keď chceme poznať zajtrajšok ekosystémov, musíme poznať aj ich nedávnu minulosť. Štúdium kenozoickej paleogeografie, paleoprostredia, ako aj zmien terestrických a morských ekosystémov v čase a priestore má preto nezastupiteľný význam pre pochopenie ich vývoja a dynamiky biodiverzity. Umožňuje, aby sme zreteľne videli príčiny zmien a mohli v budúcnosti modelovať tieto deje – vznik, kolaps a opätovné vytvorenie ekosystémov v čase a priestore. Projekt *ESF – EEDEN Vývoj ekosystémov a ich dynamika v eurázijskom neogéne*, uskutočnený pod záštitou Európskej nadácie pre vedu, sa venoval štúdiu ekosystémov, predovšetkým väzbe rastliny – živočíchy, vývoju ekosystémov v závislosti od klímy a jej zmien, ako aj závislosti zmien klímy od astrálnych vplyvov a paleogeografie. Predmetom výskumu bolo aj štúdium zmien paleogeografie, viazaných na tektoniku a geodynamický režim.

V rámci programu *EEDEN* a nadväzujúcich národných projektov, napríklad vedecko-technického projektu

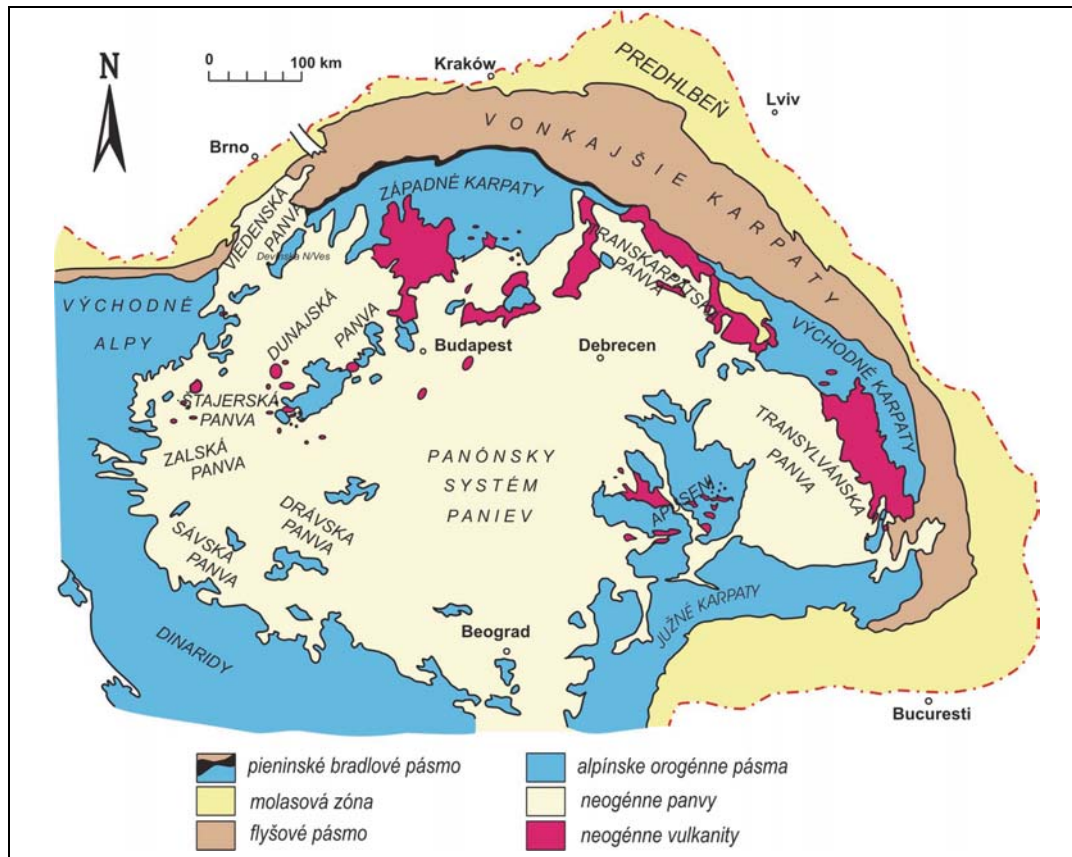
MŠ SR *Ekosystémy vrchného miocénu, pliocénu a kvartéru – indikátor veku a klimatických zmien*, sa v rokoch 1999 – 2004 koordinoval aj výskum západokarpatských fosílnych ekosystémov so zameraním na časový interval miocénnych stupňov centrálnej Paratetýdy – karpatskej panón – a niektoré pliocénne lokality.

Prehľad výsledkov tejto práce predkladáme v sumárnej podobe. Bola zameraná na spresnenie biostratigrafického zaradenia miocénnych usadenín do časovej škály neogénu a koreláciu medzi mediteránnou a paratetýdnou oblasťou, predovšetkým v období bádania. Zamerala sa aj na charakteristiku akvatického a terestrického paleoprostredia na základe výskumu fosílnych ekosystémov, model klimatických podmienok a paleogeografickú rekonštrukciu alpsko-karpatsko-panónskeho regiónu v uvedenom období (obr. 1).

Stratigrafia západokarpatského neogénu v kontexte vývoja paleogeografie, paleoprostredia a fosílnych ekosystémov

Biostratigrafia centrálnej Paratetýdy, a teda aj biostratigrafia neogénnych usadenín západokarpatských panví prekonala, dá sa povedať, viac než storočný vývoj. Napriek tomu stále ostávajú nevyriešené otázky predovšetkým v rámci korelácie tejto sčasti izolovanej oblasti s mediteránom a východnou Paratetýdou. V nasledujúcom texte predkladáme dnešný stav rozpracovania biostratigrafickej a geochronologickej problematiky, „state of art“, ktorý má pomôcť lepšiemu vekovému zaradeniu neogénnych sedimentov Západných Karpát a možnostiam ich interregionálnych korelácií. Je vypracovaný na základe dierkavcov, vápniťého nanoplanktónu, lastúrničiek, mäkkýšov a cicavcov (tab. 1).

Začiatok stupňa **karpatskej** je definovaný na základe foraminifer prvým objavom (FAD) *Uvigerina graciliformis* a *Globigerina bulloides* (Brzobohatý et al., 2003) ako ekvivalent mediteránnej zóny planktonických foraminifer MMi3. Báza karpatskej a celý stupeň karpatskej podľa vápniťých nanofosílií leží v nanoplanktónovej zóne NN4 (zóna *Helicosphaera ampliata* sensu Martini, 1971), interval medzi posledným výskytom (LAD) *Sphenolithus belemnos* a (LAD) *Helicosphaera ampliata*. Pre karpatské



Obr. 1 Rozmiestnenie neogénnych panví v alpsko-karpatsko-panónsko-dinaridnej oblasti.

uloženiny Viedenskej panvy (lakšárske súvrstvie) sú charakteristické nanofosílie *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*, *Helicosphaera ampliaptera*, *H. scissura*, *H. mediterranea*, *H. carteri*, *H. granulata*, *H. intermedia*, *Rhabdosphaera sicca*, *Orthorhabdus serratus*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *R. minuta*, *Pontosphaera multipora*, *Thoracosphaera* sp., *Triquetrorhabdulus milowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Calcidiscus premacintyreii* a *Calcidiscus leptoporus*, početné sú preplavené kriedové a paleogénne taxóny. Biostratigraficky významná je koexistencia *Sphenolithus heteromorphus* a *Helicosphaera ampliaptera*, ktoré indikujú zónu NN4. Zóna NN4 prechádza do otnangu a do spodného bádenu. Je rozdelená na dve podzóny, NN4a a NN4b. Spoločenstvo zóny NN4b je charakterizované neprítomnosťou *Sphenolithus heteromorphus* na rozdiel od podzóny NN4a.

Karpat môžeme porovnávať s najvrchnejšou časťou stupňa burdigal v mediteráne a najnovšie ho datujeme v rozpätí 17,2 – 16,3 mil. r. (Harzhauser a Piller, v tlači), na rozdiel od predchádzajúceho datovania, zahŕňajúceho aj spodnú časť mediteránneho stupňa lang (Berggren et al., 1995; Young, 1998).

Z hľadiska drobných cicavcov najlepšimi biostratigrafickými indikátormi sú hlodavce kvôli svojmu rýchlemu fylogenetickému vývoju. Karpat v terestrických ekosystémoch definuje vrchná časť zóny MN4, ktorá presahuje hranicu otnang/karpat, a spodná časť zóny MN5, ktorá presahuje hranicu karpat/báden. Karpatské spoločenstvá drobných cicavcov biostratigraficky definuje posledný výskyt (LAD) rodov *Ligerimys* a *Melissiodon* a prvý výskyt (FAD) *Keramidomys*, *Democri-*

cetodon aff. *franconicus* a *Megacricetodon* aff. *Collongensis* (Daxner-Höck, 1998).

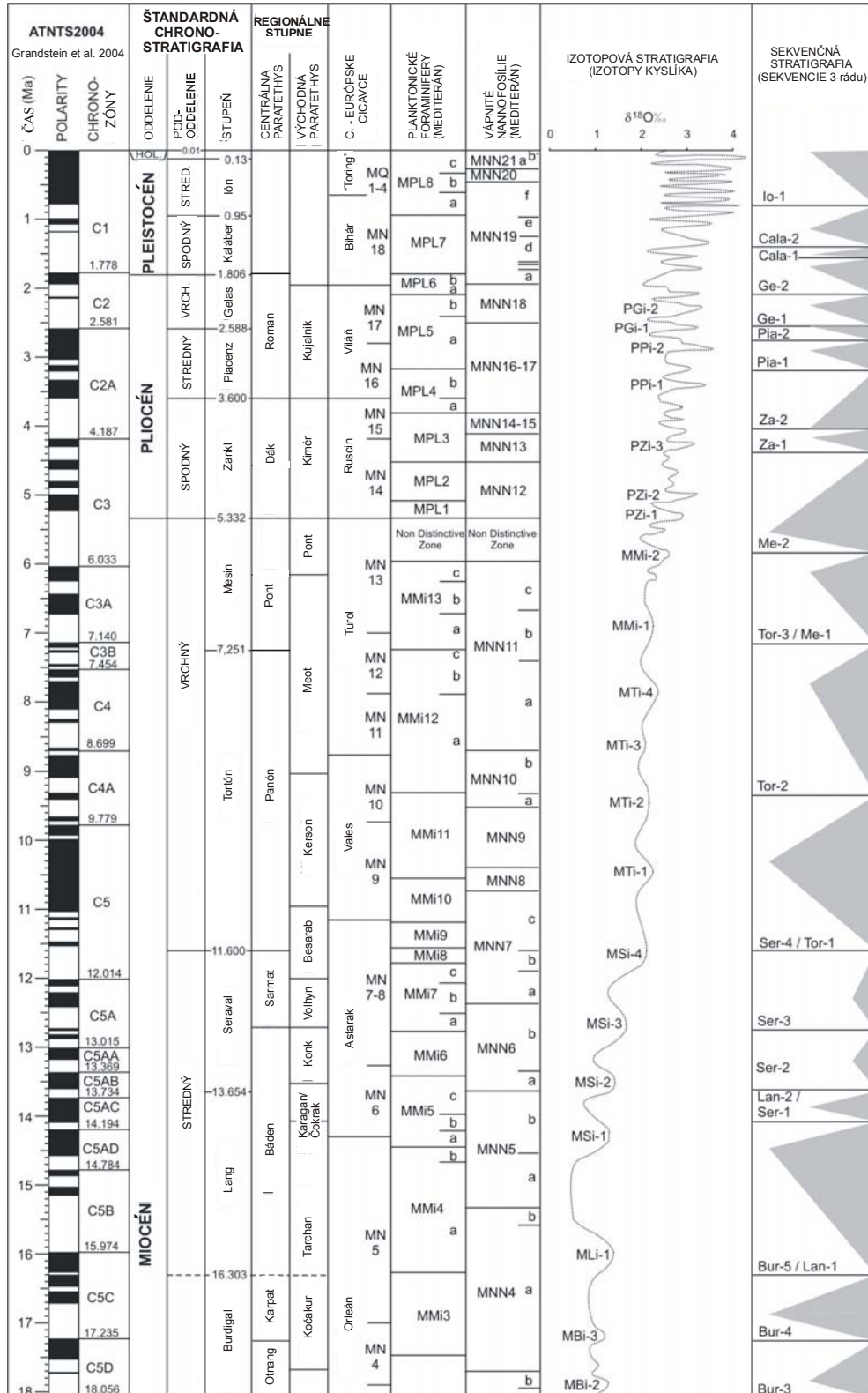
Stupeň **báden** je na základe vápнитých nanofosílií rozdelený na tri zóny (NN4, NN5 a NN6), pričom bádenská časť zóny NN4 nie je zatiaľ známa z oblasti neogénnych panví Západných Karpát. Pre absenciu vápnitého nanoplanktónu zóny NN4 v usadeninách bádenu v Západokarpatskej oblasti nie sme schopní zistiť spodnú hranicu stupňa. Je stanovená napr. z oblasti Štajerskej panvy v Rakúsku, kde ju potvrdzuje FAD foraminifery *Præorbulina sicana*, 16,3 mil. rokov (Rögl et al., 2002).

Začiatok spodnobádenskej sedimentácie v Západných Karpatoch z hľadiska vápнитých nanofosílií dokumentuje FAD *Helicosphaera waltrans* a chýbanie *Helicosphaera ampliaptera*, čo charakterizuje zónu NN5 *Sphenolithus heteromorphus* (Martini, 1971). Zistila sa v spodnom a „strednom“ bádene, keď pozorujeme často hojný výskyt (akmé) druhu *Sphenolithus heteromorphus*. Nanoplanktón spodného a „stredného“ bádenu (Andrejeva-Grigorovič et al., 2003) zastupujú druhy: *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera waltrans*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Calcidiscus premacintyreii* a zriedkavo *Discoaster exilis*, *Discoaster variabilis* a *Discoaster deflandrei* podzóny NN5a – *Sphenolithus heteromorphus*/*Helicosphaera waltrans*. Vyššie spoločenstvo obsahuje *Helicosphaera walbersdorfensis* spolu so *Sphenolithus heteromorphus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Calcidiscus premacintyreii*, *Hayella challengerii*, *Coronocyclus nitescens* – oválne formy a iné, patriace už k asociácii zóny NN5b *Helicosphaera walbersdorfensis*/*Sphenolithus heteromorphus*. Spoločenstvo s ojedinelými exemplármi

Sphenolithus heteromorphus a častými *Discoaster exilis*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster petaliformis*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Helicosphaera carteri/wallichii* a *Sphenolithus abies* bolo zaradené k zóne NN5c (obr. 3).

Spoločenstvo vrchného bádenu charakterizuje absencia nanofosilného taxónu *Sphenolithus heteromorphus*

v zóne NN6 *Discoaster exilis* (obr. 4). V sedimentoch Viedenskej panvy korelovaných s vrchnou časťou zóny NN6 sú asociácie vápneného nanoplanktónu. Pozostávajú z drobných variet rodu *Reticulofenestra*, *Helicosphaera* sp., *Syracosphaera pulchra*, *Holodiscolithus macroporus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Braarudosphaera*




Tab. 1 Stratigrafická tabuľka navrhnutá na široké korelácie mediteránných sedimentov a sedimentov centrálnej a východnej Parate-
týdy (Harshouser a Piller, v tlači), upravený.



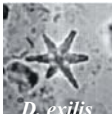


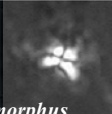
Obr. 2 Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN4 (NN4a, NN4b).


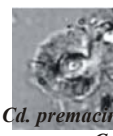
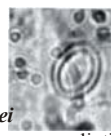

Obr. 3 Spoločenstvo vápniťého nanoplanktónu zóny NN5 (NN5a, NN5b, NN5c).



NN 5a

Sphenolithus heteromorphus – Helicosphaera waltrans

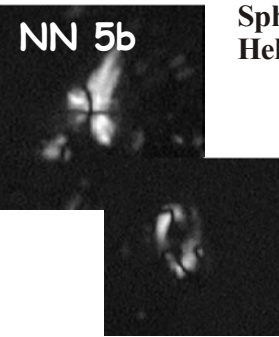





R. pseudoumbilicus *C. nitescens* - eliptická forma


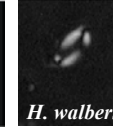
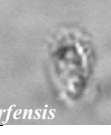

Asociácia vápniťého nanoplanktónu zóny NN5a


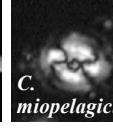
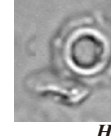
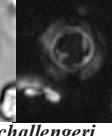
Calcidiscus leptoporus, *Cd. premacintyreii*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coronocylus nitescens*, *Helicosphaera waltrans*, *H. walbersdorfensis*, *H. carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Discoaster exilis*






NN 5b

Sphenolithus heteromorphus – Helicosphaera walbersdorfensis

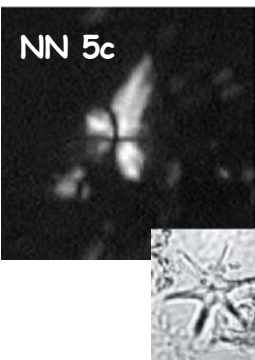





H. challengerii

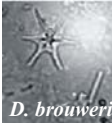
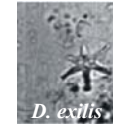

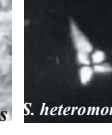
Asociácia vápniťého nanoplanktónu zóny NN5b


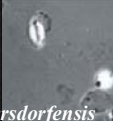
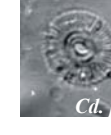

Calcidiscus leptoporus, *Cd. premacintyreii*, *Discoaster exilis*, *D. deflandrei*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *H. carteri*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Orthorhabdus serratus*, *Holodiscolithus macroporus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Sphenolithus abies*, *S. moriformis*, *Coccolithus miopelagicus*, *Pontosphaera multipora*, *Hayella challengerii*





NN 5c

Sphenolithus heteromorphus - Discoaster brouweri

Cd. premacintyreii

Spoločenstvo vápniťého nanoplanktónu zóny NN5c

Calcidiscus leptoporus, *Cd. premacintyreii*, *Discoaster brouweri*, *D. petaliformis*, *D. exilis*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *H. carteri*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Holodiscolithus macroporus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Sphenolithus abies*, *S. moriformis*, *Coccolithus miopelagicus*, *Pontosphaera multipora*, *Triquetrorhabdulus rugosus*

bigelowii parvula a *Umblicosphaera rotula*, veľmi zriedkavo *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Calcidiscus macintyreii* a *Sphenolithus abies*.

Grillove (1941, 1943) biostratigrafické delenie bádenu vychádza z bentických foraminifer a v alpsko-karpatsko-panónskej oblasti má dlhú tradíciu. Doteraz sa používa najčastejšie, hoci nie je vhodné na korelačné účely so vzdialenejšími oblasťami, napríklad mediteránom (tab. 2). Na základe tohto členenia rozdeľujeme bádenu na spodnú a vrchnú lagenidovú zónu (spodný bádenu), zónu *Spiroplectamina carinata* (stredný bádenu), bulimínovo-bolíviínovú a rotálievú zónu. Na základe najnovších výskumov sa ukazuje, že toto delenie vychádzajúce z ekostratigrafie môže byť z hľadiska presného určenia veku usadenín zavádzajúce.

Báza bádenu v centrálnej Paratetyde je na základe foraminifer definovaná FAD rodu *Praeorbulina* v intervale zóny NN4 (úplná báza bádenu nie je sledovateľná v panvách Západných Karpát, spodný bádenu väčšinou nasadá s uhlovou diskordanciou klastických sedimentov obsahujúcich nanoplanktón zóny NN5), najčastejšie s FAD *Orbulina suturalis* (15,1 mil. r.), okrem Juhoslovenskej panvy, kde Holcová (osobná informácia) uvádza výskyt *Praeorbulina glomerosa circularis* (15,9 mil. r.). Báza vrchného bádenu je na základe foraminifer definovaná FAD *Velapertina* spp. Na základe planktonických foraminifer je bádenu rozdelený na tri CPN zóny, *Praeorbulina/Orbulina suturalis*, *Globigerina druryi*, *G. decoraperta* a *Velapertina* sp. (Cicha et al., 1975), ktoré sú korelovateľné s mediteránnymi zónami MMi5 a časťou zóny MMi6.

Geochronologicky je báza bádenu datovaná na 16,3 mil. r., jeho vrchná hranica na 12,7 mil. r. a reprezentuje ekvivalent mediteránneho stupňa lang a spodný seraval (Harzhauser a Piller, v tlači). Pomocou presných biostratigrafických metód nebolo možné vymedziť hranice stredného bádenu, ak neboli prítomné indexové planktonické foraminifery *Globigerina decoraperta* a *Globigerina druryi* (Cicha et al., 1975). Stredný bádenu v „klasickom chápaní“ charakterizuje výskyt zóny *Spiroplectamina carinata* v zmysle Grilla (1941). Táto akrozóna bola identifikovaná tak v sedimentoch moravu (spodný bádenu), kde bol zachytený piesčitejší vývoj, ako aj v sedimentoch kosovu (vrchný bádenu) s podobným substrátom. Na základe vápнитých nanofosilií boli v študovaných sedimentoch „stredného bádenu“ identifikované zóny NN5 aj NN6 (tab. 2). Vzhľadom na uvedené skutočnosti vyčleňovať „stredný bádenu“ je sporné, pričom spodná hranica vrchného bádenu zhodná s hranicou lang/seraval je geochronologicky datovaná na 13,6 mil. r. Tento názor podporuje aj stanovenie veku zbudzského súvrstvia vo Východoslovenskej panve (Túnyi et al., 2005), ktoré reprezentuje rozsiahly evaporitový event v oblasti karpatskej čelnej predhlbne, Transkarpatskej a Transylvánskej panvy, ktorý sa porovnáva s regionálnym stupňom vielich. Zistený časový rozsah 14,7 – 13,3 mil. rokov nás totiž upozorňuje na fakt, že po spodnobádenskej transgresii (zóna NN5) v oblasti Západných Karpát (najskôr 15,1 mil. rokov, dokumentovaných prvým výskytom *Orbulina suturalis*) morskú sedimentáciu vo východnej časti centrálnej Paratetydy veľmi rýchlo na-

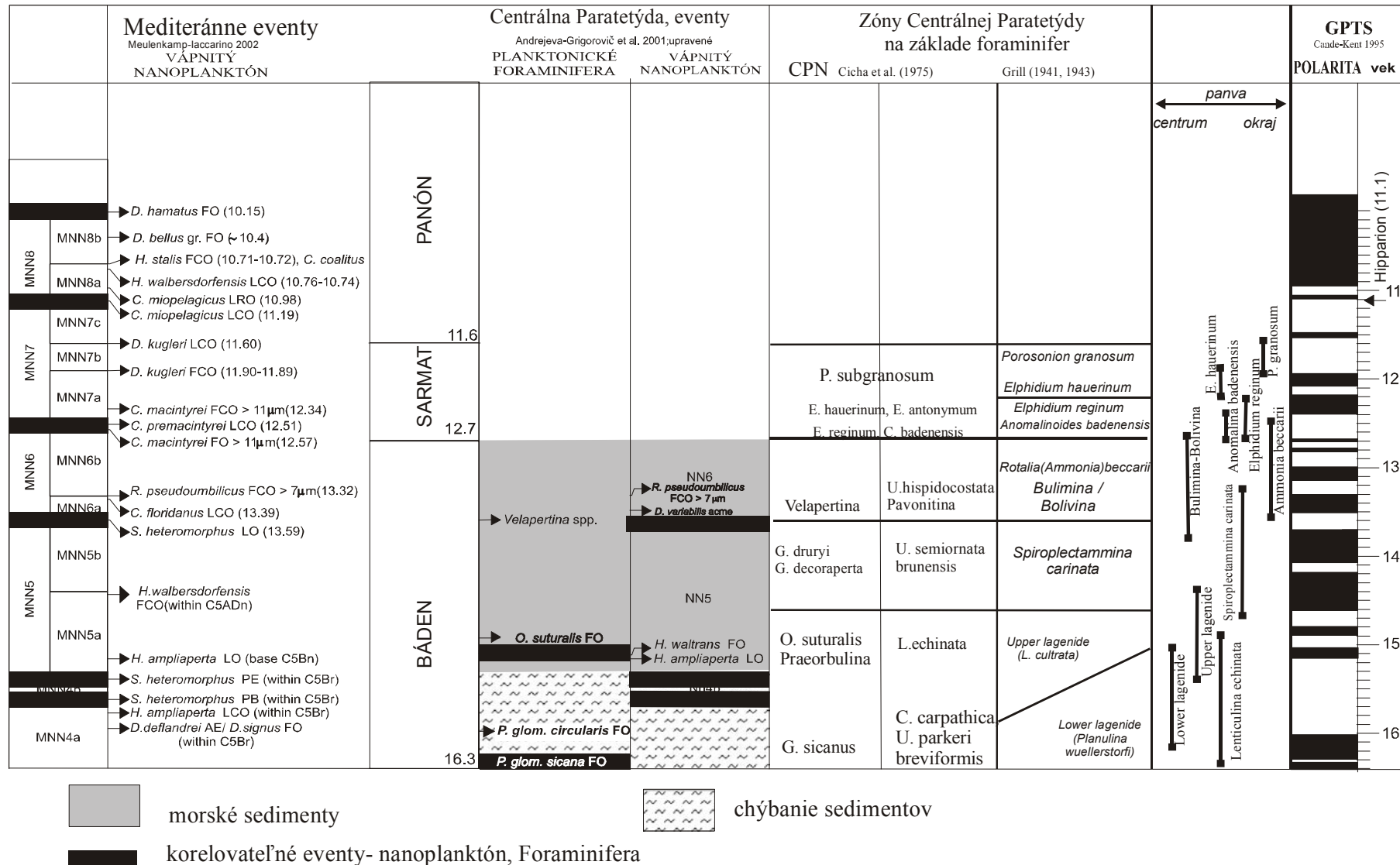
hradila depozícia evaporitov, v podstate až po ďalšiu transgresiu vo vrchnom bádenu (zóna NN6).

V terestrických usadeninách spodného bádenu v oblasti centrálnej Paratetydy sa poslednýkrát vyskytujú fosilné zvyšky hlodavcov (LAD) *Keramidomys thaleri*, *Megacricetodon lappi*, *Cricetodon meini*, *Anomalomys minor* a *Glirulus diremptus*. V tomto období je zaznamenaný prvý výskyt (FAD) druhov *Cricetodon meini*, *Megacricetodon minor* a *Glirulus conjunctus* (Daxner-Höck, 1998). Vo vrchnom bádenu nastala na území centrálnej Paratetydy imigrácia ázijských a afrických faunistických elementov (*Griphopithecus suessi* a *Dicrocerus elegans*), ktoré spolu s ďalšími indexovými fosiliami (napríklad *Democricetodon vindobonensis* a *Dinosorex zapfei*) dokladajú spoločenstvo zaradené do zóny MN6.

Stupeň **sarmat** v akvatickom prostredí depozície charakterizuje zánik stenohalinných taxónov živočíchov. V spoločenstvách vápнитých nanofosilií chýbajú diskoastery, helikosféry, triquetrorabdulusy, rabdosféry a zastúpené sú taxóny tolerantné k zmenenému salinitnému režimu: *Braarudosphaera bigelowii*, *B. bigelowii parvula*, *Calcidiscus macintyreii*, *Calcidiscus tropicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Reticulofenestra pseudumbilicus*, *Reticulofenestra* spp., *Perfocalcinella fusiformis* a kalciféry. Spoločenstvá vápнитých nanofosilií v sarmatských usadeninách sú charakteristické výraznými zmenami v jednotlivých hĺbkových úrovniach. Pozorujeme sú značné nárasty hojnosti až akme určitých druhov – kľúčových nanofosilných taxónov (*Braarudosphaera bigelowii parvula*, *Calcidiscus macintyreii*, *Calcidiscus tropicus*, *Reticulofenestra pseudumbilicus*, *Reticulofenestra* spp., *Perfocalcinella fusiformis*, *Sphenolithus abies*). Ostatné nanofosilie sú menej frekventované. Hranicu bádenu/sarmat možno približne stanoviť na základe FAD a FCO (prvý bežný výskyt) *Calcidiscus macintyreii*. Astronomický vek prvého eventu je datovaný na 12,57 mil. r. a druhého na 12,34 mil. r. (Sprovieri et al., 2002) čo zodpovedá báze sarmatu (podľa Harzhausera a Pillera, v tlači). Problematické je vyčlenenie nanoplanktónovej zóny NN7 *Discoaster kugleri* štandardnej zonácie Martiniho (1971). FAD *Discoaster kugleri* je ťažko zistiteľný event, pretože ide o pomerne nejednoznačný druh diskoastera, ktorý má zriedkavý výskyt (FCO *Discoaster kugleri* sa udáva 11,9 mil. r.). Zóna NN6 na miestach s vhodnými ekologickými podmienkami, ako sú vyššia salinita a otvorenejšie vodné prostredie, sa pravdepodobne vyskytuje aj v sedimentoch sarmatu. Vo vrchnej časti sarmatu by sme mohli očakávať výskyt zóny NN7 (tab. 1, 3).

V spoločenstvách foraminifer sarmat charakterizuje vymiznutie planktonických druhov a objavenie typických hypo-hypersalinických spoločenstiev s novými bentickými druhmi ako *Elphidium reginum* a *Elphidium josephinum*. Na základe bentických foraminifer sarmat delíme na 5 zón (tab. 2): zóna *Ammonia beccarii* (rotálievú zónu), *Anomalinoidea badenensis*, *Elphidium reginum* (zóna veľkých elfidií), *Elphidium hauerinum* a *Porosonion granosum* (Grill, 1943; Cicha et al., 1975).

Sarmatské spoločenstvá mäkkýšov sa vyznačujú masovým rozvojom euryhalinných taxónov (*Rissoa*, *Mohrensternia*, *Ervilia* a *Mactra*), ktoré sa použili na stratigrafické rozčlenenie sedimentov na rissoové, erviliové a maktrové vrstvy (Papp, 1954).



Tab 2 Korelácia zón na základe foraminifer a nanoplanktónu s paleontologickými eventmi mediteránu a centrálnej Paratetýdy. Mediteránna časť a korelácia eventov je výsledkom práce pracovného kolektívu Iaccarino et al. (2002) v rámci pracovného stretnutia projektu EEDEN v Parme.

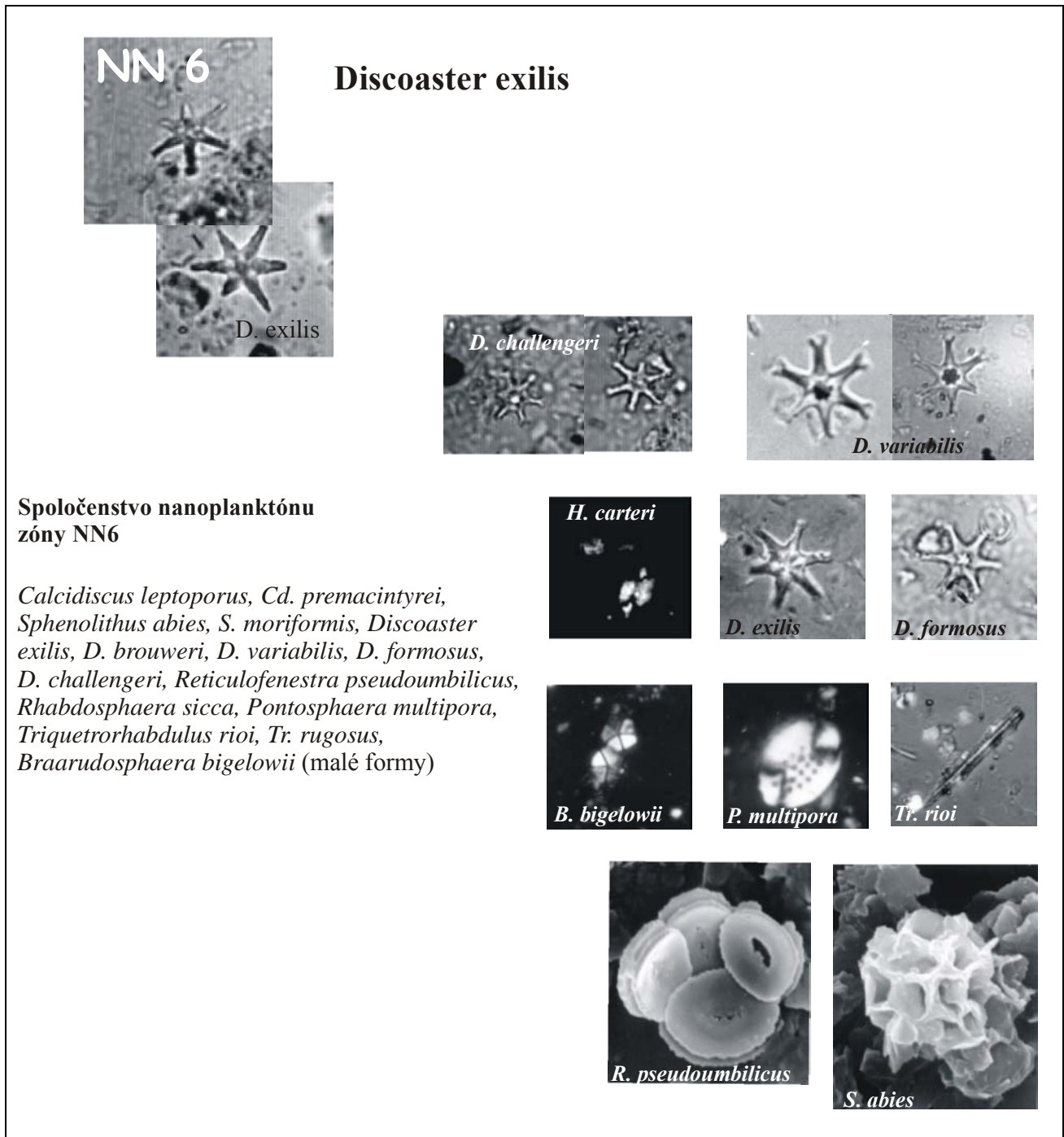
Z geochronologického hľadiska sa báza sarmatu datuje na 12,7 mil. r., jeho vrchná hranica na 11,6 mil. r. a zodpovedá vrchnej časti servalu v mediteránnej oblasti. V podstate ho môžeme členiť na spodný sarmat (volhyn, vo Východnej Paratetyde) a vrchný sarmat (spodný besaráb, vo Východnej Paratetyde). Hranicu medzi nimi predpokladáme v spodnej časti zóny foraminifer *Elphidium hauerinum* (tab. 3, obr. 23).

Z hľadiska terestrických ekosystémov je sarmat v oblasti centrálnej Paratetydy chudobný na lokality s faunou cicavcov. Sarmatu zodpovedá stredná časť zóny MN7/8. Jediné známe lokality sarmatského veku s ojedinelou faunou cicavcov sú známe z Rakúska (Nexing, St. Margarethen – „Zollhaus“) a z oblasti severného Maďarska, pravdepodobne lokalita Felsótárkany.

Epocha	Stupeň	Vek (MA)	Polarita	Chrony	Stupeň	BIOZÓNY									
						Steininger 1999	Martini 1971 Berggreen 1995	Magyar et al. 1999	Grigorovich et al. 2002 Marunteanu 1997	Magyar et al. 1999 Papp 1953 Rögl et al. 1993					
Berggreen 1995															
VRCHNÝ MIOCÉN	MESIN	6			DÁK		13 MN								
					PONT			NN11b							
		7					12 MN		<i>Galeacysta etrusca</i>						
					PANÓN				NN11a						
		8					11 MN								
										<i>Spiniferites validus</i>					
	TORTÓN				PANÓN				NN10						
		9					10 MN								
										<i>Spiniferites paradoxus</i>					
		10					9 MN		NN9						
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	11			SARMAT			NN8							
									<i>Pontadinium pecvaradensis</i>						
		10													
										<i>Spiniferites bentorii oblongus</i>					
		9													
		8													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	7			SARMAT			NN7							
										<i>Porosonion granosum</i>					
		6													
		5													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	4			SARMAT										
		3													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	2			SARMAT										
		1													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	0			SARMAT										
		13													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	12			SARMAT										
		11													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	10			SARMAT										
		9													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	8			SARMAT										
		7													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	6			SARMAT										
		5													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	4			SARMAT										
		3													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	2			SARMAT										
		1													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	0			SARMAT										
		13													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	12			SARMAT										
		11													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	10			SARMAT										
		9													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	8			SARMAT										
		7													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	6			SARMAT										
		5													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	4			SARMAT										
		3													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	2			SARMAT										
		1													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	0			SARMAT										
		13													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	12			SARMAT										
		11													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	10			SARMAT										
		9													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	8			SARMAT										
		7													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	6			SARMAT										
		5													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	4			SARMAT										
		3													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	2			SARMAT										
		1													
STREDNÝ MIOCÉN	SERVAL	0			SARMAT										
		13													

— P — definoval Rögl et al. 1993 zóny italicou neboli doposiaľ identifikované

Tab. 3 Korelácia zón na základe obsahu foraminifer, nanoplanktónu, mäkkýšov a dinocýst sarmatu a panónu Paratetydy.



Obr. 4 Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN6.

Stupeň **panón** sa klasicky delil na základe mäkkýšov na zóny A – H (sensu Papp, 1951), pričom jednotlivé zóny sú dobre korelovateľné so zónami fytoplanktónu, predovšetkým dinoflagelát (obr. 30, tab. 3) (Magyar et al., 1999; Harzhauser a Mandić, 2004, Harzhauser et al., 2002).

V panóne karpatsko-panónskeho regiónu môžeme rozoznať 3 nanoplanktónové zóny: *Praenoelaerhabdus banatensis*, *Noelaerhabdus bozinovicea* a *Noelaerhabdus bonagali* (Marunteanu, 1997), ekvivalenty NN8, NN9, NN10 a spodnej časti NN11 (tab. 3). Tieto zóny boli zistiteľné v Dunajskej panve, vo Viedenskej panve bola registrovaná iba zóna *Noelaerhabdus bozinovicea* (NN10).

Hranicu sarmat/panón možno stanoviť na základe prvého objavu endemického nanofosilného druhu *Praenoelaerhabdus banatensis*. Vo Východoslovenskej panve sa zistili ekvivalenty zón NN8 a NN9 (obr. 5, 6).

Vo vrte VHR-1 vo vzorke z hĺbky 32 m „v sarmatských“ usadeninách sa zistila asociácia vápnitých nanofosilií s *Catinaster coalitus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Calciosolenia murrayi*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* >7mkm, *Helicosphaera carteri*, *H. intermedia*, *Rhabdosphaera sicca*, *Scyphosphaera lagena*, *Sphenolithus abies*, *S. moriformis*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbili-*

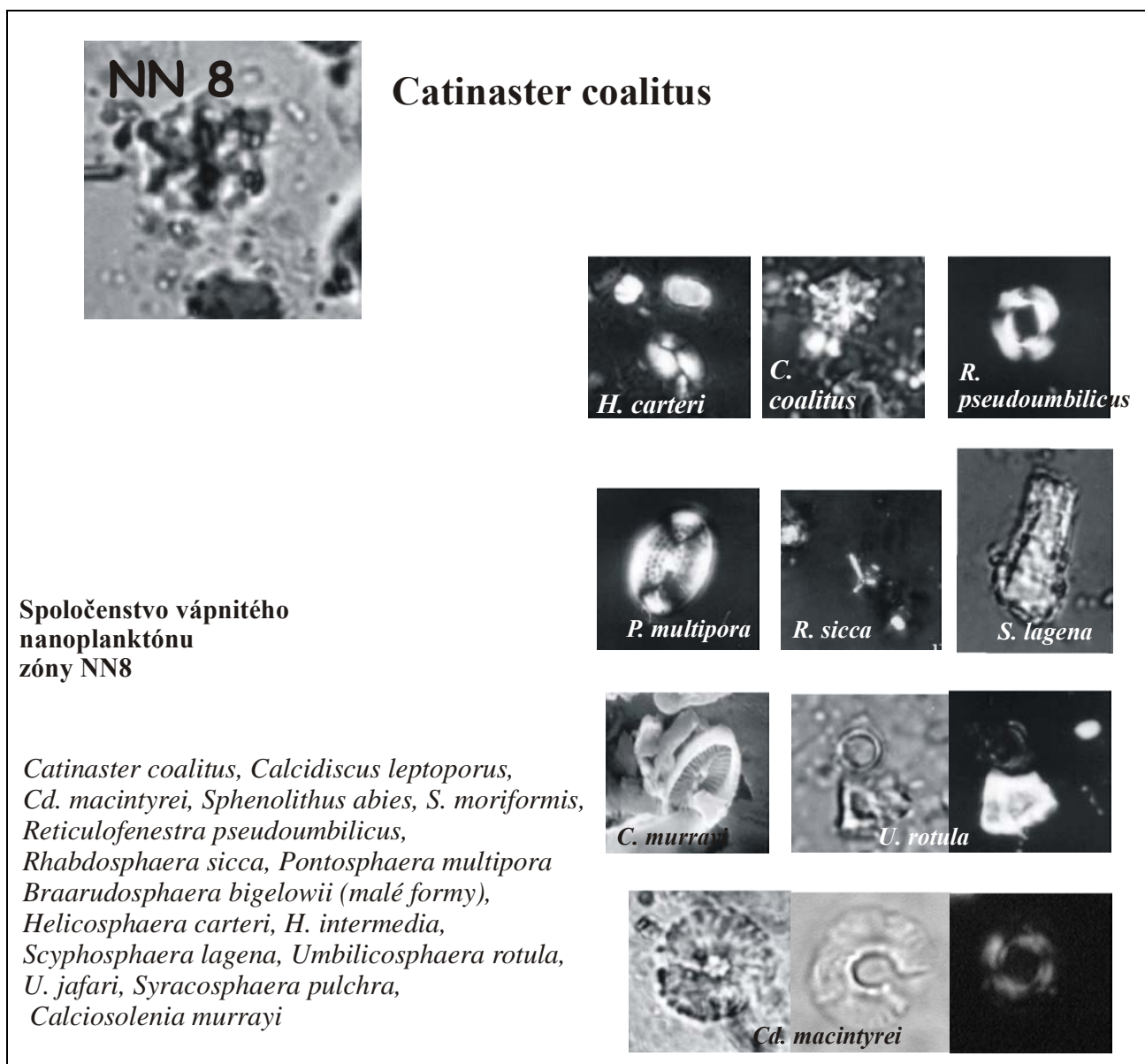
cosphaera rotula a *U. jafari*. Táto asociácia zodpovedá zóne NN8 (Martini, 1971). Druhá morská asociácia bola určená v profile riečky Trnávka v sedimentoch datovaných tiež ako sarmat. Určené boli nanofosílie: *Discoaster hamatus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, *H. cf. orientalis*, *H. sp. Scyphosphaera lagena*, *Sphenolithus abies* a *Praenoelaerhabdus banatensis*. Spoločenstvo je zaujímavé tým, že spolu s morským nanoplanktómom, ktorý možno na základe určenia *Discoaster hamatus* priradiť k zóne NN9 (Martini, 1971), sa vyskytuje aj nanofosílny panónsky endemický druh *Praenoelaerhabdus banatensis*, ktorý poukazuje na ranopanónsky vek týchto usadenín. Tieto zóny zodpovedajú zónam C – D (Papp, 1951) v časovom rozpätí 10,8 – 9,5 mil. rokov (Kováč et al., 1998b).

Stratigraficky významné dinoflageláty *Spiniferites bentorii conjunctus* a *S. paradoxus* sa našli v Dunajskej a Viedenskej panve (tab. 3, obr. 29, 30). Zodpovedajú zónam, ktorých výskyt môžeme korelovať so zónou *Spiniferites paradoxus* v zmysle Magyara et al. (1999), a klasickým zónam C – E v zmysle Pappa (1951).

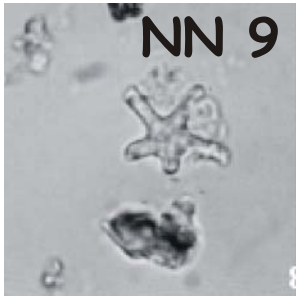
Bentické aglutinované foraminiféry sa objavujú len v najnižšom panóne (A, sensu Papp, 1951), a to *Miliamina subvelatina* a *Trochammina kibleri*.

Na základe mákkýšov PAPP (1951, 1953) rozdelil panón na zóny A až H. Neskôr sa do panónu začlenili len zóny A – E, zóna F sa priradila do pontu a zóny G – H do pliocénu (Jiříček a Švagrovský, 1975). V ďalšom období sa do panónu začlenili zóny A – E, zóny F – H sa priradili k pontu a panón sa rozdelil na dva podstupne: slavonien (A – D) a serbien (Papp, 1985). Najnovšie sa do panónu začlenili zóny A až H (Rögl et al., 1993). V maďarskej časti panónskeho systému zaoblúkových panví sa panón rozdeľuje na spodný (zodpovedá zónam A – E) a vrchný (F – H). Vrchný panón je rozčlenený na spodnú (zóna F), strednú (zóny G – H) a vrchnú časť (Bartha, 1971).

Biozonáciu neogénnych sedimentov Paratetýdy pre lastúrničky detailne vypracoval Jiříček (1983, 1985). Jeho biozonácia je založená na asociáciách závislých od lokál-



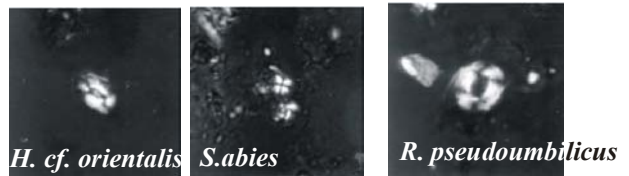
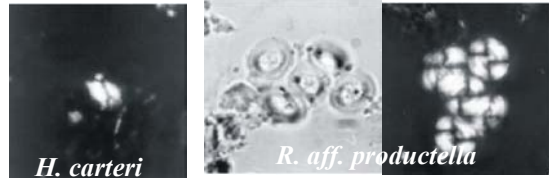
Obr. 5 Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN8.



Discoaster hamatus

Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN 9

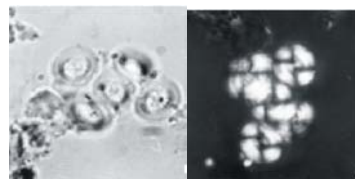
Discoaster hamatus
Calcidiscus leptoporus, *C. macintyreii*,
Sphenolithus abies, *S. moriformis*,
Reticulofenestra pseudoumbilicus, *R.*
aff. productella, *Rhabdosphaera sicca*,
Pontosphaera multipora,
Braarudosphaera bigelowii (malé formy),
Helicosphaera carteri, *H. intermedia*, *H. cf. orientalis*
Scyphosphaera lagena, *Umbilicosphaera rotula*,
U. jafari, *Syracosphaera pulchra*,
Calciosolenia murrayi



Noelaerhabdulus bozinovicae

Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN 10

Reticulofenestra pseudoumbilicus,
R. aff. productella, *Syracosphaera pulchra*,
Praenoelaerhabdulus banatensis



Reticulofenestra aff. productella

Obr. 6 Spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN9 a NN10.

nych ekologických a litofaciálnych podmienok. Význam takejto zonácie vzrastá predovšetkým v lakustrických sedimentoch a koreluje sa so zonáciou mäkkýšov. V spodnom panóne prežívajú aj prvky sarmatskej fauny zastúpené druhmi *Hemicytheria omphalodes* a *H. hungarica*. Začiatok panónu indikuje výskyt *Cyprideis pannonica* a *C. tuberculata* (obe zóna A – C). Nástup zóny D charakterizuje *Amplocypris abscisa* a *A. recta*, ktorých výskyt pokračuje aj v zóne E s hromadným výskytom *Cyprideis heterostigma* v okrajových aj panvových faciách.

V porovnaní so sarmatom je obdobie panónu relatívne bohaté na lokality s faunou cicavcov. Panónu zodpovedá vrchná časť zóny mamálií MN7/8, zóny MN9, MN10, MN11 a MN12. Spomedzi cicavcov sú stratigraficky významné viaceré taxóny, predovšetkým však objavenie druhu *Hippotherium primigenium*. Prvýkrát sa objavil na lokalite Gaiselberg v Rakúsku v panóne C pred 11,2 mil. rokov (Rögl a Daxner-Höck, 1996). Spomedzi drobných cicavcov je stratigraficky významný najmä druh *Microtocrictus molassicus*, ktorého stratigrafický rozsah je obmedzený na zónu mamálií MN9 a na spodnú časť zóny MN10. Počas MN9 koexistoval tento druh s archaicnými hlodavcami (*Democricetodon*, *Albanensia*, *Myoglis* atď.) Stratigraficky významné je objavenie prvých zástupcov myšovitých (*Muridae*) počas zóny MN10 (*Progonomys* af. *cathalai*), ktoré sa už od neskorej zóny MN10, približne pred 9 mil. rokov, stávali dominantnými prakticky vo všetkých spoločenstvách drobných cicavcov v rámci celej Európy (Freudenthal a Suárez, 1999). Spolu s myšovitými sa počas zóny MN10 objavili moderné škrečkovité (*Cricetidae*), reprezentované v strednej Európe najmä rodom *Kowalskia*. Ten počas zóny MN10 nahradil starobylé rody *Democricetodon*, *Megacricetodon* a pod., vyskytujúce sa poslednýkrát v zóne MN9.

Z geochronologického hľadiska je báza panónu datovaná na 11,6 mil. r. a jeho skončenie podľa najnovších údajov sa predpokladá na hranici 7,2 mil. r. Panón s týmto časovým rozpätím je ekvivalentom mediteránneho stupňa tortón. Členenie panónu je možné podľa rôznych autorov (Papp, 1951, 1953; Magyar et al., 1999; Harzhauser a Mandić, 2004; Harzhauser et al., 2002), najčastejšie sa však používa rozdelenie v zmysle Pappa (1951) (tab. 3): spodný panón (zóny A, B, C), stredný (D, E) a vrchný panón (zóny F, G, H). Niektorí autori (Czászár et al., 1997; Magyar et al., 1999) ho delia len na spodný (A, B, C) a vrchný (D, E, F, G, H).

Pont reprezentuje ekvivalent mediteránneho stupňa mesin, jeho rozpätie je 7,2 – 5,3 mil. r. Je korelovaný so zónou MN13.

Pliocén v mediteránnej oblasti sa delí na zanclean (5,3 až 3,6 mil. r.), piacencian (3,6 – 2,6 mil. r.) a gelasian (2,6 – 1,8 mil. r.). V západokarpatskej oblasti spodnému pliocénu zodpovedá dák (5,3 – 3,6 mil. r.) a vrchnému roman (3,6 – 1,8 mil. r.). Spodnému pliocénu zodpovedajú zóny MN14 a MN15, vrchný pliocén zastupujú zóny MN16 a MN17. Z biostratigrafického hľadiska v pliocéne nastala zmena – spodnoplIOCénne spoločenstvo cicavcov s *Dolomys* – *Propliomys* bolo postupne nahradené spoločenstvom *Mimomys* – *Dolomys* – *Borsodia*. Tieto zmeny vyvolalo zhoršenie klimatických podmienok v strednej Európe približne pred 3,4 milióna rokov na rozhraní zón cicavcov MN15 a MN16.

Paleogeografia, paleoprostredie a fosilne ekosystémy neogénu Západných Karpát

Koniec spodného miocénu

Karpat (17,2 – 16,3 mil. r.)

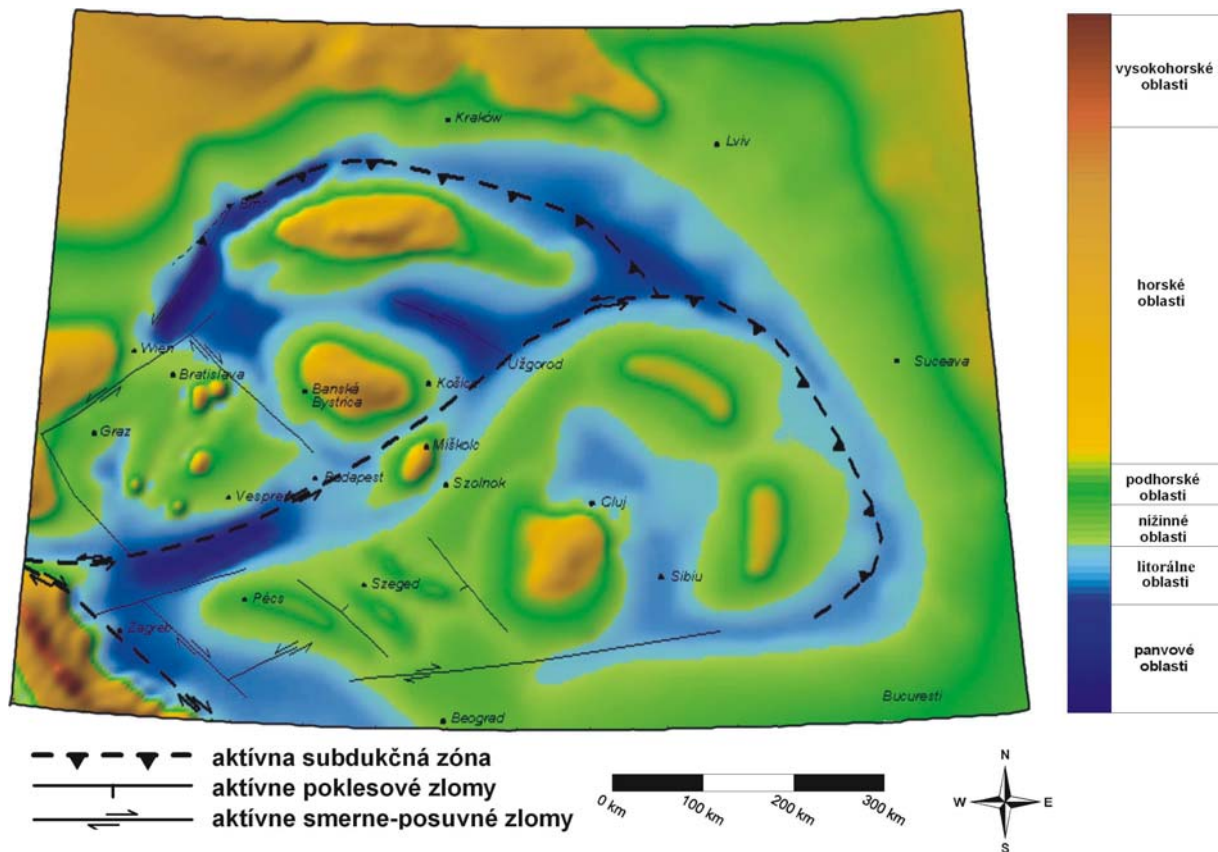
Koniec spodného miocénu (karpat) z geodynamického hľadiska charakterizuje nástup výraznej tektonogenézy a s ňou spojených významných paleogeografických zmien Západných Karpát. Terciárna mikroplatňa ALCAPA (Csontos, 1995) v dôsledku „tektonického úniku“ západokarpatského litosférického fragmentu z východoalpскеj oblasti sa začala diferencovať na východoalpскую a západokarpatskú časť. Pohyb orogénu pozdĺž okraja európskej platformy bol spojený so šikmou kolíziou. V čele orogénu sa kompresia prejavovala vrásnením a presunom príkrovov akrečnej prizmy flyšového pásma vonkajších Karpát. Vo vnútorných pásmach strečing nasúvanej platne viedol k formovaniu sedimentačných priestorov počas iniciálneho riftingu Panónskej zaoblúkovej panvy v transtenznom až extenznom režime.

Paleogeografickú situáciu v čele orogénu charakterizuje vznik karpatskej predhĺbne pozdĺž celého násunového frontu akrečnej prizmy. Sedimentačný priestor sa vytvoril na svahoch európskej platformy, ale zasahoval aj na čelá nasúvajúcich sa príkrovov flyšového pásma. Kompresia v tejto kolíznej zóne viedla koncom karpatu k výzdvihu predovšetkým západnej časti pásma vonkajších Karpát (Kováč et al., 1998a).

Tektonický únik západokarpatského orogénu a jeho rotáciu proti smeru hodinových ručičiek umožnili hlboko založené smerné posuny v jeho západnej a východnej časti. V západnej časti to boli ľavostranné posuny pozdĺž východného okraja formujúcej sa Viedenskej panvy, ktoré kompenzovali zastavenie postupu litosférického fragmentu Východných Álp a naopak, umožnili pohyb západokarpatských jednotiek smerom na severovýchod. Vo východnej časti orogénu sa aktivizovali sz.-jv. orientované pravostranné posuny na rozhraní centrálnych západokarpatských jednotiek a bradlového pásma, formujúce depozičný priestor v oblasti Východoslovenskej panvy. Výzdvih Západných Karpát koncom karpatu a začiatkom bádenu reprezentuje kulmináciu kompresného režimu v čele orogénu. Je dokumentovaný v sedimentárnom zázname významnou uhlovou diskordanciou alebo eróziou starších usadenín.

Depozičné centrá – jednotlivé panvy panónskeho zaoblúkového systému – koncom spodného a začiatkom stredného miocénu vznikali v transtenznom až extenznom režime (Vass et al., 1988; Tari et al., 1992; Vass et al., 1993; Fodor, 1995; Kováč et al., 1998a; Konečný et al., 2002). Išlo o panvy založené pozdĺž smerných posunov – panvy typu pull apart (Viedenská a Východoslovenská panva), alebo o panvy generované extenziou nad vystupujúcim astenosférickým plášťovým diapírom – panvy typu grabenov (juhoslovensko-severomaďarský sedimentačný priestor).

Model paleogeografie v období karpatu – teda rozloženia súši a vodných mäs centrálnej Paratetydy (obr. 7) – dokumentuje začiatok výzdvihu karpatského oblúka, tvoriaceho v tomto čase celý rad ostrovov oddeľujúcich



Obr. 7 DEM model palinspastickej mapy alpsko-karpatsko-panónsko-dinaridnej oblasti počas karpátu.

predhlbeň od zaoblúkových depocentier. Rozsiahlejšia záplava zaoblúkového priestoru morom, ako dokumentujú známe výskyty usadenín karpatského veku v tejto oblasti, zohľadňuje problém značnej denudácie pôvodných sedimentačných priestorov (Kováč et al., 2003).

Spojenie centrálnej Paratetydy s mediteránom počas karpátu sa predpokladá cez „transdinaridný koridor“ nachádzajúci sa na území dnešného Slovenska a severného Chorvátska (Rögl, 1998). Z tohto územia more preniklo do oblasti Panónskej zaoblúkovvej panvy počas jej iniciálneho riftingu (Horváth et al., 1988), pričom okrem tektoniky významnú úlohu zohralo aj globálne stúpanie hladiny korelovateľné so zmenou morskej hladiny v neskorom burdigale (cyklus TB 2.2, sensu Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Kováč et al., 2001). Karpatská morská transgresia, charakterizovaná novými elementmi morskej fauny a flóry, sa z mediteránu rozšírila najprv do Drávskej a Sávskej panvy (Pavelič, 2001), odkiaľ cez Murskú a Zalskú panvu prenikla do Štajerskej panvy. Sledujúc stredomaďarskú tektonickú zónu pozdĺž južného okraja Zadunajského stredohoria a severnej oblasti pohoria Mecsek, more preniklo do severomaďarsko-juhoslovenského sedimentačného priestoru. Smerom na sever transgresia zasiahla oblasť Bánovskej kotliny, Viedenskej panvy, Považia a Východoslovenskej panvy. Karpatská transgresia sa rozšírila aj do predpolia západokarpatského orogénu. Zaliela predovšetkým západnú časť karpatskej predhlbne. Smerom na východ pravdepodobne karpatské more zotrvalo v oblasti, ktorej usadeniny tvoria dnešnú akrečnú prizmu flyšového pásma vonkajších Západných Karpát.

Ako už bolo uvedené, globálna zmena hladiny 3. rádu v neskorom burdigale (cyklus TB 2.2, sensu Haq et al.,

1988; Hardenbol et al., 1998) sa dá v oblasti Západných Karpát porovnávať so zmenou hladiny 3. rádu počas karpátu (sekvencia začínajúca sa rozsiahlou transgresiou na rozhraní typu SB 1, ktorá je zhora ohraničená eróznym rozhraním typu SB 1 vo vzťahu k usadeninám spodného bádenu alebo mladším usadeninám). V rámci karpátu sú jasne identifikované 2 cykly 4. rádu, kontrolované zjavne tektonicky, tvoriace spodnú a vrchnú časť karpatského vrstvového sledu. Reprezentujú ich lakšárske a závodské súvrstvie, ktoré sú oddelené vo Viedenskej panve progradujúcimi deltoými pieskami štefanovských vrstiev. Vo Východoslovenskej panve je situácia podobná, teriakovské a kladzianske súvrstvie je oddelené evaporitmi soľnobanského súvrstvia, ktoré reprezentuje usadeniny nízkeho stavu hladiny (Kováč, 2000; Kováč et al., 2001, 2004).

Sedimentárny záznam západokarpatských panví sa dá považovať za značne redukovaný denudáciou (Kováč et al., 2003), predovšetkým v severných oblastiach, kde sú vrstvové sledy zakončené eróziou alebo tektonicky, bez prítomnosti pobrežných usadenín. Absencia marginálnych facií je veľmi výrazná napríklad v oblasti Viedenskej panvy alebo Bánovskej kotliny, kde sa na severnom okraji vyskytujú prevažne hlbokovodné vývoje vonkajšieho šelfu („šlír“), často usadené z gravitačných tokov a turbiditných prúdov (obr. 8). Na rozsiahlu záplavu územia smerom na sever poukazujú aj sporadické výskyty zavrásnených karpatských usadenín v oblasti flyšového pásma vonkajších Západných Karpát v Poľsku (Cieszkowski, 1992; Oszczytko, 2003), ako aj údaje zo štúdia fluidných inklúzií dokumentujúce niekoľkokilometrový zrez v oblasti Centrálneokarpatskej paleogénnej panvy

a flyšového pásma (Hurai et al., 2002). Rozsiahlu morskú záplavu okraja centrálnych Západných Karpát nepriamo dokladajú aj spoločenstvá foraminifer z jednotlivých panví dokumentujúce jednotný sedimentačný priestor v západnej časti orogénu (Kováč et al., 1993).

Zdrojom karpatských usadenín boli predovšetkým erodované varíske a palealpínske horninové súbory, ako aj staršie kriedové, paleogénne a spodnomiocénne sedimenty (časté redepozity v spoločenstvách foraminifer a vápnitých nanofosílii). Klastický materiál transportovali rieky z vyzdvihnutých oblastí: na severe z oblasti európskej platformy a z čela čiastočne vynorených príkrovov akrečnej prizmy vonkajších Karpát, na juhu predovšetkým zo zdvíhajúcej sa oblasti Východných Alp (súvrstvie aderklaa vo Viedenskej panve (obr. 7), prípadne z ostrova tvoreného západokarpatskými jednotkami (Kováč, 2000). Dôležitým faktorom je, že delty ústili do vnútrokarpatského sedimentačného priestoru z juhu, na rozdiel od mladších období, keď sa delty začali vytvárať aj v severnej časti neogénnych panví a smerovali do zaoblúkového priestoru.

Paleoreliéf západokarpatského orogénu bol pravdepodobne mierny, na mnohých miestach boli jednotky predterciérneho podložja pokryté usadeninami paleogénu a spodného miocénu v podstatne väčšom rozsahu, než ich poznáme z dnešných výskytov v rámci neogénnych panví. V západnej časti orogénu predpokladáme súvislý sedimentačný priestor na území severnej časti Viedenskej panvy a Považia zasahujúci až do oblasti dnešnej Bánovskej kotliny bez náznakov vynorenia neskôr vyzdvihnutých jadrových pohorí (Malé Karpaty, Považský Inovec, Tatry). Časť jadrových pohorí (Tribeč, Žiar, Nízke Tatry atď.) a vepersko-gemerského pásma tvorila ostrovy rôzneho plošného rozsahu. Pri tejto úvahe sa opierame o výsledky FT (fission track) analýz, ktoré dokumentujú predspodnomiocénny výzdvih len v časti dnešných pohorí (Kováč et al., 1994, 1997). Na juhovýchode a vo východnej časti Západných Karpát sa rozprestieral juhoslovensko-severomaďarský sedimentačný priestor. Odtiaľ záplava smerovala do oblasti Východoslovenskej panvy, kde viacerí autori uvádzajú prepojenie vodných mäs s oblasťou karpatskej predhlbne (Rudinec, 1989, 1990; Kováč et al., 1995).

Úvahy o miernom reliéfe podporujú aj paleobotanické pozorovania, ktoré dokladajú výškovo nediferencovaný charakter vegetácie v celom karpatsko-panónskom regióne počas karpátu (Kvaček et al., v tlači), a to tak z hľadiska zmien v rámci zemepisnej dĺžky a šírky, ako aj z hľadiska výškových pásiem pohorí. Určité náznaky zonality, resp. diferenciácie paleovegetačného pokryvu môžeme pozorovať v nížinných oblastiach a na okrajoch morského sedimentačného priestoru.

Paleovegetáciu týchto oblastí v západokarpatských panvách, podobne ako v karpatskej predhlbni, charakterizujú prevažne vlhkomilné prvky spoločenstva mokradí, prípadne vyvinutých močiarov s *Taxodium*, *Alnus*, *Myrica*, *Poaceae*, ako aj *Oleaceae* (Planderová, 1990; Dolá-

ková a Slamková, 2003). Bežný výskyt taxónov paleotropickéj geoflóry s prevahou stálozelených rastlín *Sapotaceae*, *Lygodium*, *Magnolia*, *Castanopsis*, *Engelhardia* a *Platycarya* poukazuje na subtropický charakter klímy (tab. 4; obr. 9, 10), podobný dnešným oblastiam strednej a severnej Floridy či Japonska (Kvaček et al., 2004). Kvantifikácia uvedených klimatických údajov a zistenie priemerných ročných zrážok či teploty založené na jednoduchom princípe aktualizmu využíva metódu NLR (nearest living relatives) – najbližšie žijúceho ekvivalentu, publikovanú Mosbruggerom a Utescherom (1997). Jej výsledky za obdobie karpátu sú zhrnuté v tab. 4.

Tab. 4 Klimatické pomery odvodené z peľovej analýzy sedimentov karpatského veku z Viedenskej panvy.

Priemerná ročná teplota (MAT)	15,6 – 21,7 °C
Teplota v najchladnejšom mesiaci (CMT)	7,7 – 13,6 °C,
Teplota v najteplejšom mesiaci (WMT)	24,7 – 27,9 °C
Priemerné ročné zrážky (MAP)	1 194,0 – 1 520,0 mm
Zrážky v mesiaci najbohatšom na zrážky (WtMP)	204,0 – 245,0 mm
Zrážky v najsuchšom mesiaci (DMP)	21,0 – 24,0 mm
Zrážky v najteplejšom mesiaci (WMP)	118,0 – 172,0 mm

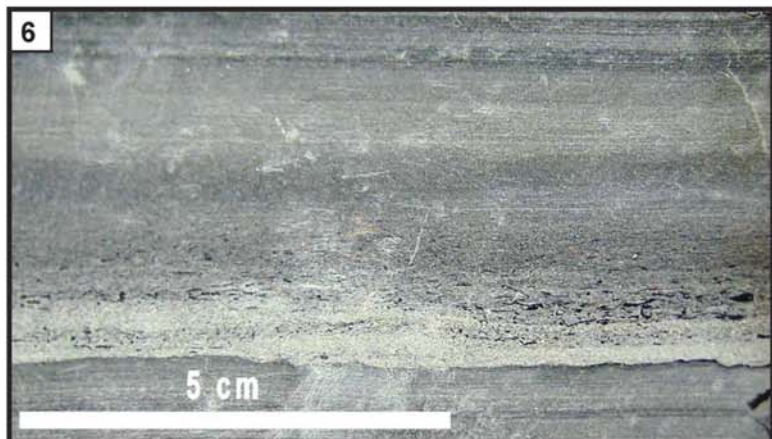
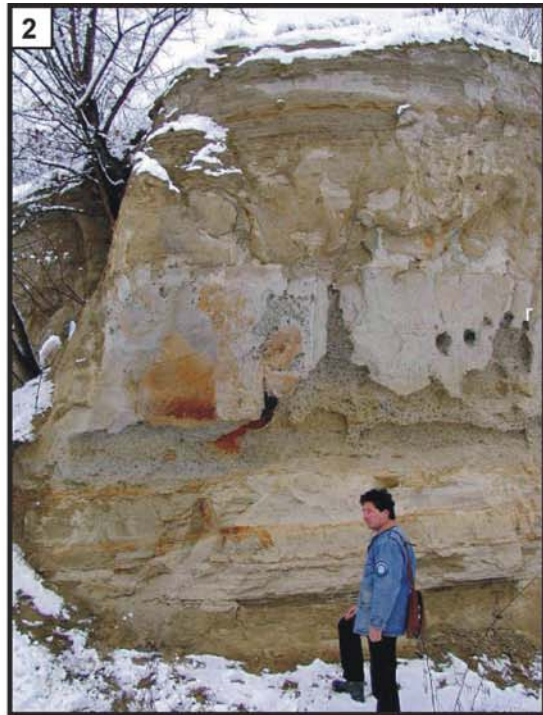
Okrem peľových zrn sú zachované aj zatiaľ nepublikované nálezy odtlačkov listov vavrínu (*Laurus*) a škoricovníka (*Daphnogene*) z čeľade vavrínovitých (*Lauraceae*) v sedimentoch karpatského veku na lokalite Cerová – Lieskové (V. Sitár, ústna informácia).

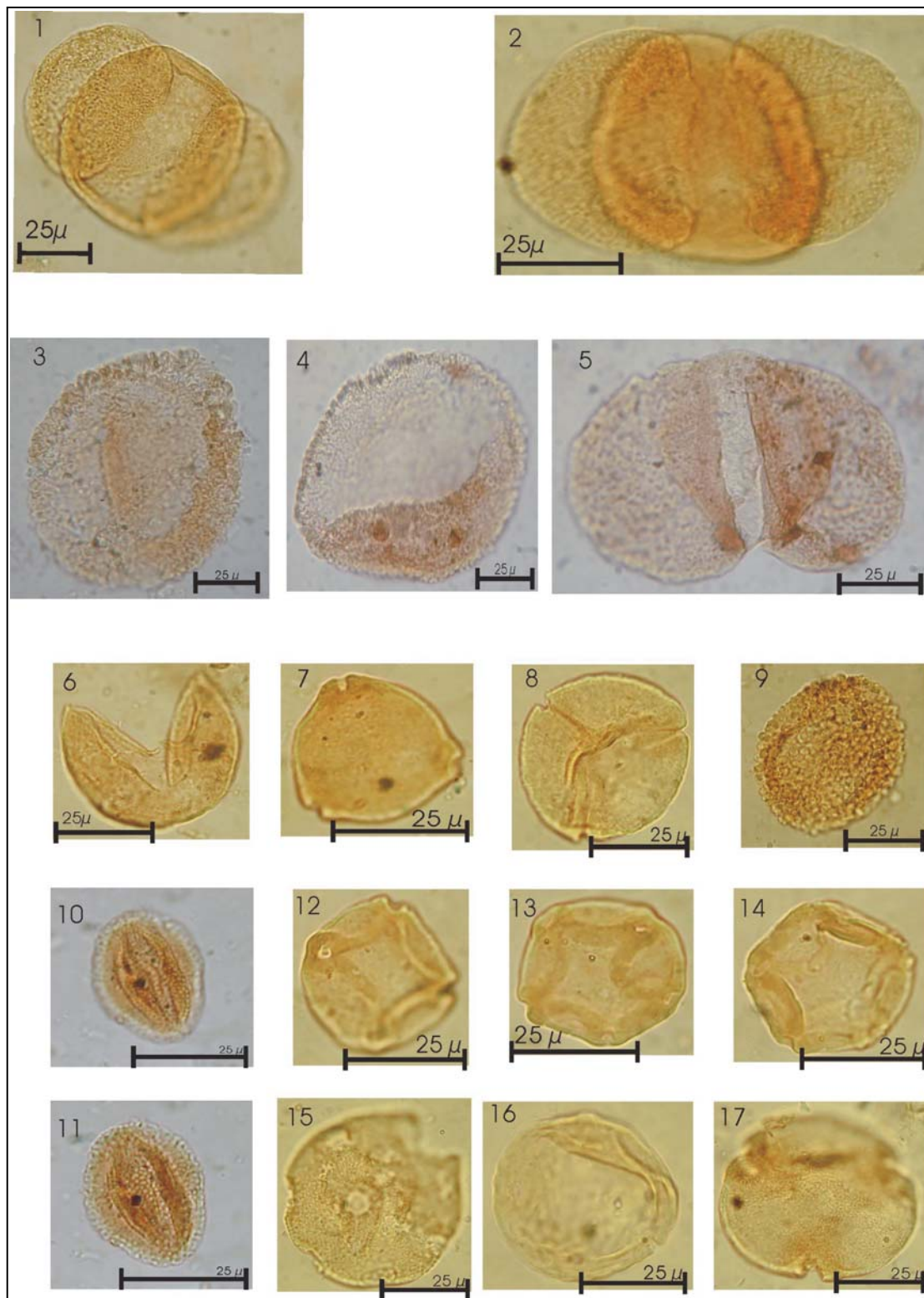
Fosílné zvyšky stavovcov z oblasti Západných Karpát nie sú známe. Bohaté nálezy fauny z Korneuburskej panvy, z lokalít Teiritzberg a Obergänserndorf na južnom okraji Viedenskej panvy v Rakúsku však potvrdzujú výsledky paleofloristickej analýzy a poukazujú na spoločenstvá pomerne náročné na priemernú ročnú teplotu (17,4 až 22 °C; Böhme, 2003). Zloženie fauny poukazuje na prostredie s biotopmi so stepným charakterom, na biotopy lesov, ako aj biotopy močiarov v ústí riek smerujúcich do morského priestoru centrálnej Paratetydy. Z hľadiska zloženia fauny hlodavcov (Daxner-Höck, 1998) v prípade lokality Obergänserndorf zastúpenie stepných druhov a druhov obývajúcich otvorené biotopy (*Cricetidae* 47 %) je prakticky vyvážené druhmi obývajúcimi lesné prostredie (*Eomyidae* 32 %, *Gliridae* 20 %). V prípade lokality Teiritzberg je zastúpenie druhov obývajúcich lesné prostredie dominantné (*Gliridae* 65 %, *Eomyidae* 6 %), zatiaľ čo druhy obývajúce stepné biotopy sú zastúpené menej (*Criceidae* 25 %).

Akvatické, morské prostredie centrálnej Paratetydy odrážalo rozsiahle zmeny v geodynamickom vývoji Zá-

Obr. 8 Sedimentárne fácie karpátu.

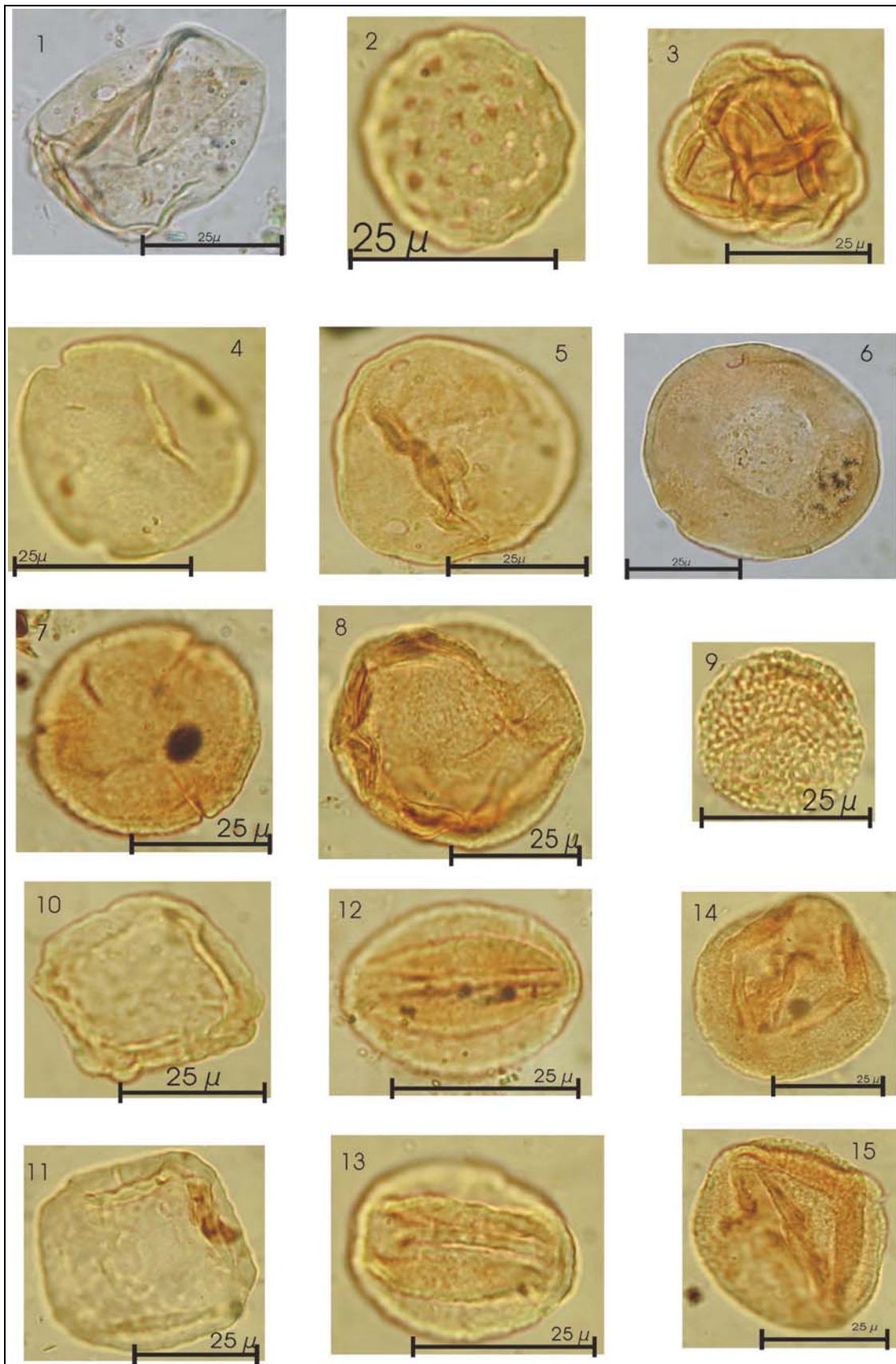
1 – íly vonkajšieho šelfu s tenkými siltovými vrstvami tempestitového pôvodu, Viedenská panva, Cerová – Lieskové; 2 – jemnozrnné piesky a silty polootevorených lagún, medokýšske vrstvy, Juhoslovenská panva, Malý Krtíš; 3 – deltové, zle vytriedené jablonické zlepence, Viedenská panva, Dobrá Voda; 4 – halit s útržkami ílu usadený v izolovanej hypersalinickej lagúne, Východoslovenská panva, Zbudza; 5 – ílovce a čerinovo laminované siltovce usadené v oblasti prodely, Viedenská panva, vrt G-142; 6 – gradáčne zvrstvený turbiditný pieskovec až siltovec usadený v oblasti prodely, Viedenská panva, vrt G-142.





Obr. 9 Mikrofloristické asociácie.

1, 2 – *Pinus* sp.; 3, 4 – *Tsuga* sp.; 5 – *Abies* sp. (horská vegetácia); 6 – *Taxodium* sp.; 7 – *Myrica* sp.; 8 – *Nyssa* sp.; 9 – *Sciadopytis* sp. (močiarna vegetácia); 10, 11 – *Salix* sp.; 12 – 14 – *Alnus* sp.; 15 – *Liquidambar* sp.; 16 – *Ulmus* sp.; 17 – *Craigia* sp. (pobrežná vegetácia, lužný les).



Obr. 10 Mikrofloristické asociácie.

1 – *Poaceae* (trávy); 2 – *Chenopodiaceae* (halofyty); 3 – *Ericaceae* (vresy); 4 – *Engelhardia* sp.; 5, 6 – *Carya* sp.; 7, 8 – *Fagus* sp.; 9 – *Oleaceae*; 10, 11 – *Zelkova* sp.; 12, 13 – *Quercus deciduous* type; 14, 15 – *Quercus ilex* type (mezofytická vegetácia).

padných Karpát. Interpretácie trojuholníkových diagramov (Murray, 1991) potvrdili, že spoločenstvá foraminifer patria vo väčšine prípadov do normálnych morských hlbokovodných paleoekologických podmienok, ako aj do priestoru extrémnych podmienok hypo- alebo hypersalinického spoločenstva. Pri porovnaní obsahu taxónov citlivých na hĺbku a prítomnosť O_2 vo vode sa takmer všetky spoločenstvá karpátu javia ako spoločenstvá dobre prevzdušených a najhlbokovodnejších prostredí zo všetkých študovaných neogénnych spoločenstiev foraminifer. Prítomnosť teplomilných rodov a druhov umožňuje porovnanie západokarpatskej časti centrálnej Paratýdy s dnešnými vnútrozemskými morskými panvami v subtropeckom podnebnom pásme.

Spodný karpát najčastejšie charakterizujú teplomilné spoločenstvá planktonických foraminifer obsahujúce v lakšárskom súvrství Viedenskej panvy teplomilné druhy *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia siakensis*, *Globigerina quinqueloba* a rody *Globorotalia* a *Globigerinoides*, zaradené sem podľa prác Spezzaferri a Premoli Silva (1991) a Spezzaferri (1995, 1996). Spoločenstvá bentických foraminifer sa vyznačujú hlbokovodnými rodmi *Lenticulina*, *Cibicoides* a *Melonis*, žijúcimi v dobre vetranom prostredí. Na prostredie s miernym nedostatkom kyslíka pri dne poukazujú, naopak, rody *Caucasina*, *Cibicides*, *Elphidium* a *Bulimina*, ktoré reprezentujú obdobie začiatku relatívneho klesania hladiny (ešte za vysokého stavu hladiny). Extrémne podmienky izolácie časti sedimentačného priestoru charakterizujú evapority soľnobanského súvrstvia vo Východoslovenskej panve, usadené koncom spodného karpátu. Vo vrchnom karpate po miernom oteplení (Šutovská a Kantor, 1992; Spezzaferri et al., 2004), v podmienkach podobných spodnému karpátu dokumentovaných masívnym výskytom rodu *Globorotalia*, sa asociácie foraminifer dramaticky menia. Prevládajú plytkovodné hypo-hypersalinické spoločenstvá (závodské súvrstvie, lábske vrstvy, soľnobanské a kladzianske súvrstvie), naznačujúce zmeny paleogeografie vedúce k izolácii vnútrokarpatského priestoru centrálnej Paratetydy.

Karpatské geodynamické procesy sa odzrkadlili aj v zázname fosilných spoločenstiev foraminifer. Stretáme sa s výrazným vplyvom geologických činiteľov, ako je tektonika a s ňou spojené náhle zmeny sedimentačného prostredia a procesov depozície. Zmeny sedimentačného prostredia sa odrážajú predovšetkým v zmenách morských biotopov (obr. 11). Odlišné ekologické prostredia, striedajúce sa tak v priestore, ako aj v čase, dokumentujú výrazne rozdielne typy spoločenstiev bentických foraminifer. Vyskytujú sa tu rozličné spoločenstvá, od plytkovodných, hyposalinických asociácií (s *Ammonia* ex. gr. *vienensis* a *Porosonion* ex. gr. *granosum*) až po spoločenstvá, ktoré obývali hlbokovodné morské prostredie. Takéto hlbokovodné spoločenstvo z prostredia s takmer ideálnymi podmienkami neritickej zóny vonkajšieho šelfu je druhovo najpestrejšie a má najvyššiu diverzitu. V oblasti Viedenskej a Juhoslovenskej panvy v ňom prevládajú rody *Lenticulina*, *Uvigerina*, *Gyroidina*, *Trifarina*, *Stilostomella*, *Pullenia*, *Neoepionides*, *Spirorutilus*, *Lagena*, *Gaudryina*, *Quinqueloculina*, *Textularia*, *Spirosigmoilina* a *Haplophragmoides*.

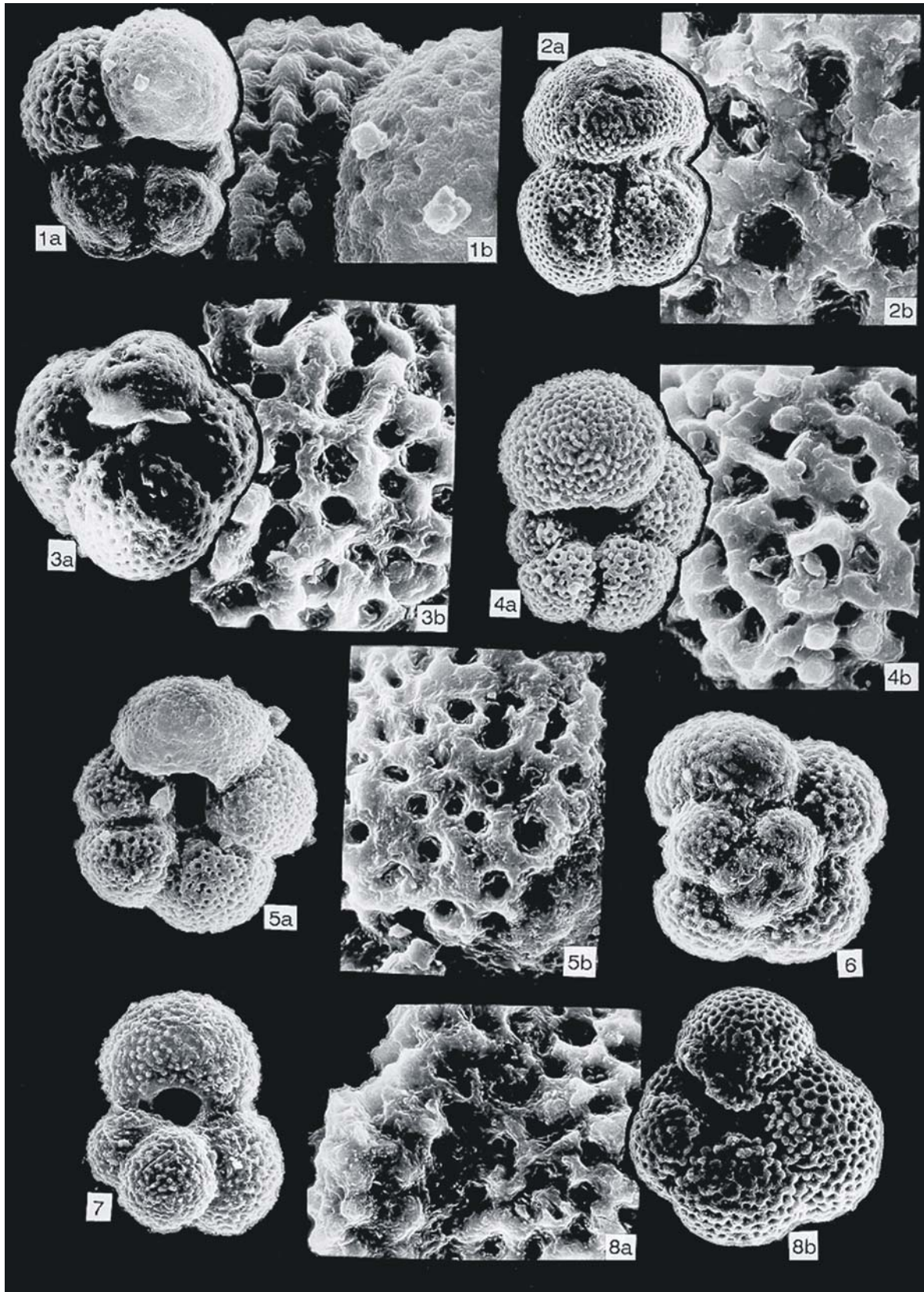
Špecifické zloženie časti karpatských spoločenstiev foraminifer je výsledkom rozdielných transportných mechanizmov a procesov depozície. Výskyt spoločenstiev bentických foraminifer, ktoré sú často nevyzreté alebo obsahujú druhy s rozdielnymi nárokmi na hĺbku alebo vzdialenosť od brehu, ako aj spoločenstiev s obsahom redeponovaných druhov foraminifer zo starších útvarov, sa viaže na usadeniny búrok (tempestity), gravitačných tokov alebo turbiditných a pobrežných kontúrových prúdov (týnecký piesok, šaštínsky piesok, krtíšsky piesok, teriakovské súvrstvie). Patria sem napríklad monospoločenstvá (*Heterolepa* ex. gr. *dutemplei*) alebo spoločenstvá vytriedené, s množstvom redeponovaných druhov z iného typu prostredia (miešanie rodov *Porosonion*, *Globocassidulina*, *Cibicidesoides*, *Globorotalia*, *Nonion*, *Hanzawaia*, *Asterigerinata*, *Ammonia* a *Bolivina*). Za znak vynorenia a maršovej sedimentácie môžeme považovať uholné slojčky (pôtorské vrstvy modrokamenského súvrstvia) usadené v okrajových častiach sedimentačného priestoru.

Spoločenstvá vápňitého nanoplanktónu študovaných karpatských usadenín sú charakteristické vyšším zastúpením helikosferíd – *Helicosphaera ampliaptera*, *H. scissura*, *H. mediterranea*, *H. carteri*, ktoré slúžia ako významné stratigrafické indikátory pre prostredia ani nie čisto oceánske, ani nie typicky príbrežné (Baldi-Béke, 1982). Tento plytkovodnejší charakter prostredia potvrdzuje aj neprítomnosť typicky oceánskych foriem nanofosilií ako diskoastery a veľký počet redeponovaných kriedových a paleogénnych zástupcov nanoflóry. Biostratigraficky významný druh *Sphenolithus heteromorphus*, ako aj rody *Calcidiscus* a *Rhabdosphaera* sa vyskytujú ojedinele (obr. 2). Prítomnosť preplavených kriedových a paleogénnych taxónov je typickým fenoménom oryktocenóz vápňitých nanofosilií karpátu.

Nevápňité dinoflageláty sa študovali iba v karpatských usadeninách Viedenskej panvy a tie sú na organostenné dinocysty sterilné. Vyskytujú sa v nich iba redeponované druhy dinocýst. Organostenné dinocysty boli pravdepodobne v karpatských vodných priestoroch vytlačené kremíťmi riasami (rozsievkami), ktoré sa hojne vyskytujú najmä v hlbokovodnejších sedimentoch, v niektorých panvách dokonca vytvárajú charakteristické horizonty (Řeháková, 1967, 1977).

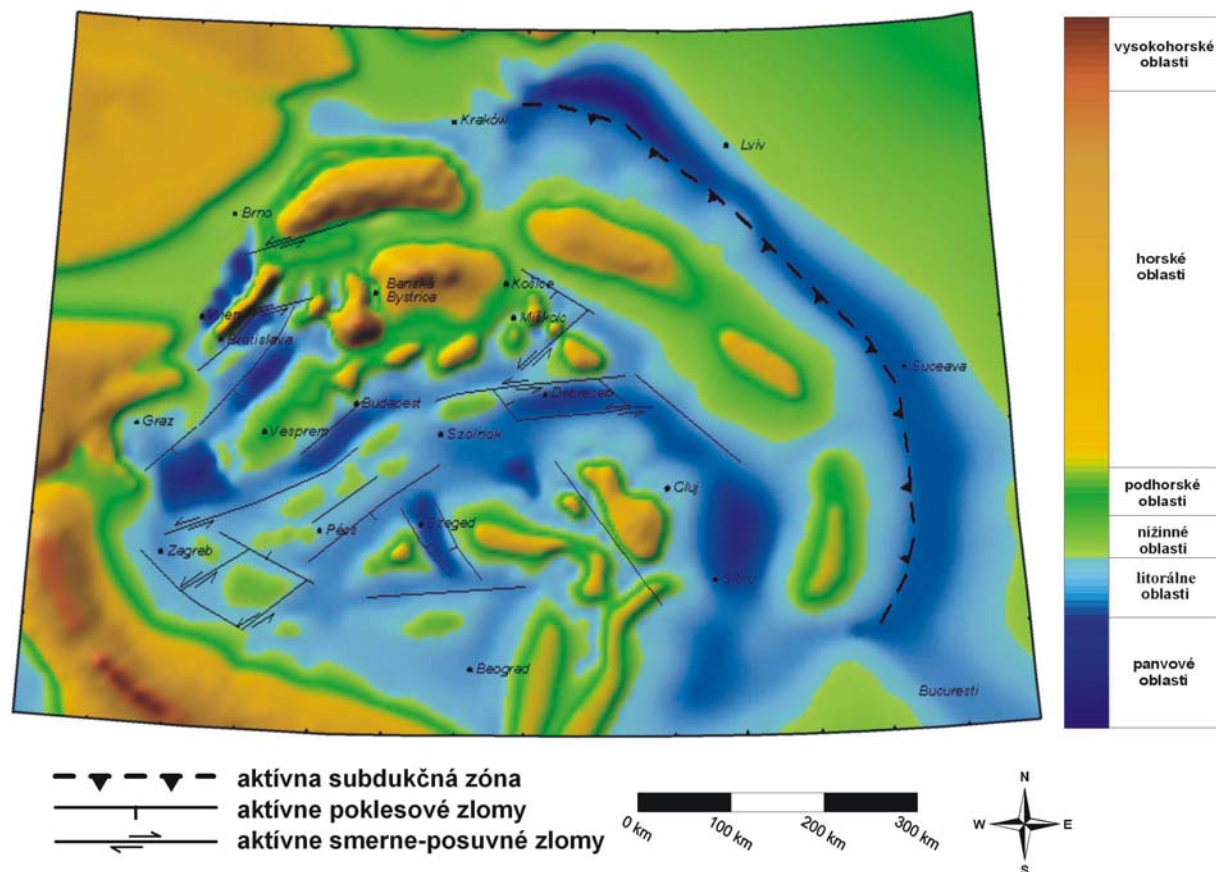
Stredný miocén, báden a sarmat (16,3 – 11,6 mil. r.)

Stredný miocén (báden a sarmat) z geodynamického hľadiska charakterizuje postupné zakončenie subdukcie v čele Západných Karpát spojené s dosúvaním príkrovov a postupným výzdvihom akrečnej prizmy flyšového pásma vonkajších Karpát. Aktívna subdukcia pretrvávala naďalej len vo východnej časti karpatského oblúka. Jej vplyv (ťah) sa prejavil predovšetkým v sarmate ďalšou fázou tektonického strečingu nasúvajúcej sa severnej mikroplatne Alcapa (teda západokarpatského orogénu). V tylovej oblasti, v priestore zaoblúkovej panvy, pokračovala subsidencia a postupné zaplňanie rozsiahleho panvového systému sprevádzané mohutným kyslým a vápenato-alkalickým vulkanizmom (Kováč, 2000; Konečný et al., 2002).



Obr. 11 Spoločenstvo planktonických foraminifer karpátu.

1a – *Globigerina* cf. *angulisurealis* BOLLI, Kúty 43/650 m, 406x (6807); 1b – detail steny identického jedinca 1 170x (6808); 2a – *Globigerinoides trilobus* (RSS.), Kúty 43/650 m, 126x (6855); 2b – detail steny identického jedinca 1 330x (6856); 3a – *Globigerina woodi connecta* JENK., Kúty 43/650 m, 210x (6839); 3b – detail steny identického jedinca, 1 330x (6838); 4a – *Globigerina obesa* BOLLI, Kúty 43/650 m, 240x (6850); 4b – detail steny identického jedinca, 1 330x (6851); 5a – *Globigerina ciperoensis ottnangiensis* RÖGL, Kúty 43/650 m, 260x (6835); 5b – detail identického jedinca, 1 330x (6836); 6 – *Globigerina ciperoensis ottnangiensis* RÖGL, špirálna strana, Kúty 43/650 m, 300x (6854); 7 – *Globigerina praebulloides* BLOW, Kúty 43/650 m, 275x (6810); 8b – *Globiquadrina langhiana* CITA et GELLATI, Kúty 43/650 m, 185x (6822); 8a – detail steny identického jedinca, 833x (6823).



Obr. 12 DEM model palinspastickej mapy alpsko-karpatsko-panónsko-dinaridnej oblasti počas bádenu.

Paleogeografickú situáciu v čele orogénu charakterizuje postupné sťahovanie depocentier predhlbne v čase, a to jednak do predpolia orogénu (teda smerom na platformu), jednak v smere zo západu na východ (Jiříček, 1979). Maximálna subsidencia sa zaznamenala počas vrchného bádenu a sarmatu na rozhraní Západných a Východných Karpát, keď sa tu usadilo viac ako 2 500 m usadenín (Meulenkamp et al., 1996). Kompresia v kolíznej zóne viedla koncom sarmatu k zániku miocénnych panví typu „piggy back“ na príkrovoch flyšového pásma a k jeho výzdvihu pozdĺž celého frontu Západných Karpát (Kováč et al., 1998a).

Vývoj panónskeho zaoblúkového systému panví v tomto období kontrolovali dva geodynamické činitele.

V západnej časti to bol výstup plášťových hmôt sprevádzaný formovaním subsidenčných centier nad stenčujúcou sa kôrou za aktivity strižnej zóny situovanej nad vyklenutím plášťového diapíru (Wernike, 1985). Tento mechanizmus sa uplatňoval predovšetkým v západokarpatskom orogéne (Nemčok a Lexa, 1990) a sprevádzal ho intenzívny vulkanizmus známy z podložia neogénnej výplne Dunajskej panvy a z oblastí stredoslovenských vulkanitov (Konečný et al., 2002). Smerom na juh v panónskej oblasti vyššie tektonické jednotky sklzávali z nižších vplyvom extenzie (tektonické odstrešenie), predovšetkým v oblasti maďarskej časti Dunajskej panvy (Tari et al., 1992).

Druhým významným faktorom formujúcim východnú časť zaoblúkového systému panví bol ťah subdukcie aktívny v oblasti Východných Karpát. Na okraji paleoalpínsky konsolidovanej časti karpatského orogénu strečing spôsobený

ťahom ponárajúcej sa dosky vytváral s orogénom paralelné pásmo panví v priestore Transkarpatskej panvy (Východoslovenská panva). Sprevádzal ho najprv mohutný kyslý vulkanizmus, neskôr vulkanizmus typu ostrovných oblúkov (Konečný et al., 2002).

Depozičné centrá, jednotlivé panvy panónskeho zaoblúkového systému, v strednom miocéne vznikali v extenznom režime (Vass et al., 1988; Tari et al., 1992; Vass et al., 1993; Fodor, 1995; Kováč et al., 1998a; Konečný et al., 2002). Išlo predovšetkým o panvy generované extenziou nad vystupujúcim plášťovým diapírom, alebo to boli panvy viazané na aktivitu subdukčnej zóny s charakterom predoblúkových panví, neskôr medzioblúkových (Východoslovenská panva; Vass, 1998). Prevládajúcim typom bádenských a sarmatských depocentier boli panvy typu grabenov a halfgrabenov, hoci predovšetkým v sarmate sa pod vplyvom ťahu východokarpatskej subdukcie do procesu formovania panví zapojili aj horizontálne posuny (Kováč, 2000).

Výzdvih Západných Karpát koncom sarmatu reprezentuje skončenie kompresného režimu v čele orogénu. V sedimentárnom zázname ho často dokumentuje uhlová diskordancia alebo erózia starších usadenín pred depozičiou panónskych sedimentov.

Model bádenskej a sarmatskej paleogeografie – teda rozloženia súši a vodných mäs centrálnej Paratetydy (obr. 12) – dokumentuje výzdvih karpatského oblúka vrátane flyšového pásma vonkajších Karpát a rozsiahlu záplavu panónskeho zaoblúkového priestoru. Paleogeografické zmeny v tomto období ešte stále silno ovplyvňoval geodynamický vývoj orogénu. Prejavovalo sa to

značnými zmenami v pobrežnej línii centrálnej Paratetydy, ako aj migráciou depocentier v jej jednotlivých panvách (zálivoch).

Počas stredného miocénu sa začal postupný zánik depocentier karpatskej predhlbne zo západu na východ. Po spodnom bádene sa vynorila západná časť predhlbne na Morave, počas stredného bádenu zostala zaplavená len časť pred frontom Západných Karpát v Poľsku. Izolácia centrálnej Paratetydy od mediteránu tu mala za následok vytvorenie rozsiahlej lagunárnej sedimentácie evaporitov koncom „stredného“ a začiatkom vrchného bádenu. Novú transgresiu na hranici stredný/vrchný bádenu sprevádzalo vytvorenie depocentier na styku Západných a Východných Karpát (Meulenkamp et al., 1996), kde usadzovanie v brakickom prostredí trvalo až do konca sarmatu.

Spodnobádenskú záplavu korelovateľnú s globálnym stúpaním hladiny cyklu TB 2.3 (sensu Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) dokumentujú morské sedimenty len v juhozápadnej časti karpatsko-panónskej oblasti (Štajerská panva; Rögl et al., 2002). Smerom na sever pozorujeme rozsiahlu eróziu karpatských usadenín. V zníženinách zaoblúkového priestoru sa usadili často červeno sfarbené terestrické sedimenty alebo výnosové vejáre potokov a riek (vejárové delty), ktoré sú postupne prekryté usadeninami vrchnej lagenidovej zóny (sensu Grill, 1943).

Tektonicky kontrolovanú transgresiu spodného bádenu rýchlo vystriedalo výrazné prehĺbenie sedimentačného prostredia. Depozičný priestor sa začal zaplňať predovšetkým usadeninami riečnych delt smerujúcich z vyzdvihujúcich sa Álp a Karpát. Po poklese hladiny koncom spodného bádenu (erózia usadenín karbonátových platií v juhozápadnej časti zaoblúkovej panvy – Viedenská a Štajerská panva) strednobádenská morská záplava dosiahla skoro dnešné rozmery západokarpatských neogénnych panví, okrem už vtedy vyzdvihnutých oblastí juhoslovensko-severomaďarského sedimentačného priestoru. Toto stúpanie hladiny v Panónskej zaoblúkovej panve korelujeme so zmenou hladiny v mediteránnej oblasti počas neskorého langu. Považujeme ho za globálnu zmenu hladiny TB 2.4 (sensu Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998). Od stredného bádenu pozorujeme postupné zaplňanie zaoblúkovej panvy predovšetkým rozsiahlymi deltamí. Následkom toho sa splytčovalo vnútrozemské more centrálnej Paratetydy a vyvíjali sa sedimentárne fácie izolovaných depocentier (evapority, brakické prostredie).

Vrchnobádenský cyklus TB 2.5 (sensu Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), začínajúci sa na hranici mediteránnych stupňov lang/seraval (13,65 mil. r.), reprezentuje poslednú záplavu epikontinentálneho mora vyznačujúcu sa normálnou salinitou (obr. 12). Izolácia centrálnej Paratetydy mala za následok postupné znížovanie salinity, ktoré sa výrazne prejavilo už koncom bádenu (12,7 mil. r.), a najmä počas sarmatu. Okrem zmeny salinity je obdobie sarmatu, ktoré korelujeme s globálnym cyklom zmeny hladiny TB 2.6 (sensu Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998), charakteristické splytčením sedimentačného prostredia až jeho lokálnym vyplnením pred poklesom hladiny na začiatku vrchnomiocénneho cyklu TB 3.1 (sensu Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) začiatkom panónu (11,6 mil. r.).

Spojenie centrálnej Paratetydy s mediteránom počas bádenu sa predpokladá cez „transdinaridný koridor“ nachádzajúci sa na území dnešného Slovinska a severného Chorvátska (Rögl, 1998) až do „stredného“ bádenu. Salinitná kríza v „strednom“ bádene v oblasti čelnej predhlbne, ako aj v zaoblúkových panvách vo východnej časti „panónskeho priestoru“ – Transkarpatskej a Transylvánskej panve – sa považuje za prejav dočasnej izolácie od mediteránu; spojenie sa totiž muselo obnoviť ešte raz vo vrchnom bádene. Od sarmatu sa priame spojenie s mediteránou oblasťou nepredpokladá. Dokumentované je občasné spojenie s oblasťou Východnej Paratetydy.

Sedimentárny záznam západokarpatských panví dobre dokumentuje postupnú transgresiu počas bádenu, jednotlivé oscilácie hladiny pod vplyvom globálnych eustatických cyklov (Kováč, 2000; Kováč a Hudáčková, 1997), ako aj zmenu morského prostredia na brakické.

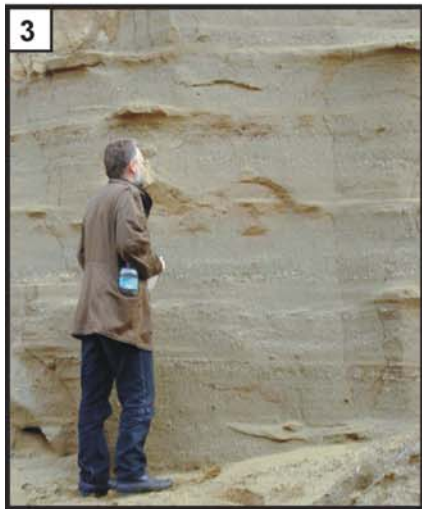
Bádenské a sarmatské depozičné systémy charakterizuje rozmanitosť facií (obr. 13), od aluviálnych výplavových vejárov (devínskonovoveské vrstvy), deltových facií svahu a prodely, plytkovodných morských a brakických pobrežných – siliciklastických alebo karbonátových – facií (riasové a serpulové biohermy a oolitické platformy) cez usadeniny pobrežného čela až po pelitické sedimenty panvového vývoja (tégel).

Zdrojom bádenských a sarmatských usadenín boli predovšetkým erodované staršie horninové komplexy, ale aj kriedové, paleogénne a spodnomiocénne sedimenty (časté redepozity v spoločenstvách foraminifer). Klastický materiál transportovali rieky z vyzdvihnutých oblastí: na severe z oblasti európskej platformy a z čela čiastočne vynorených príkrovov akrečnej prizmy vonkajších Karpát, na juhu predovšetkým zo zdvíhajúcej sa oblasti Álp a Karpát, prípadne ostrovov a polostrovov predovšetkým v oblasti zaoblúkovej panvy.

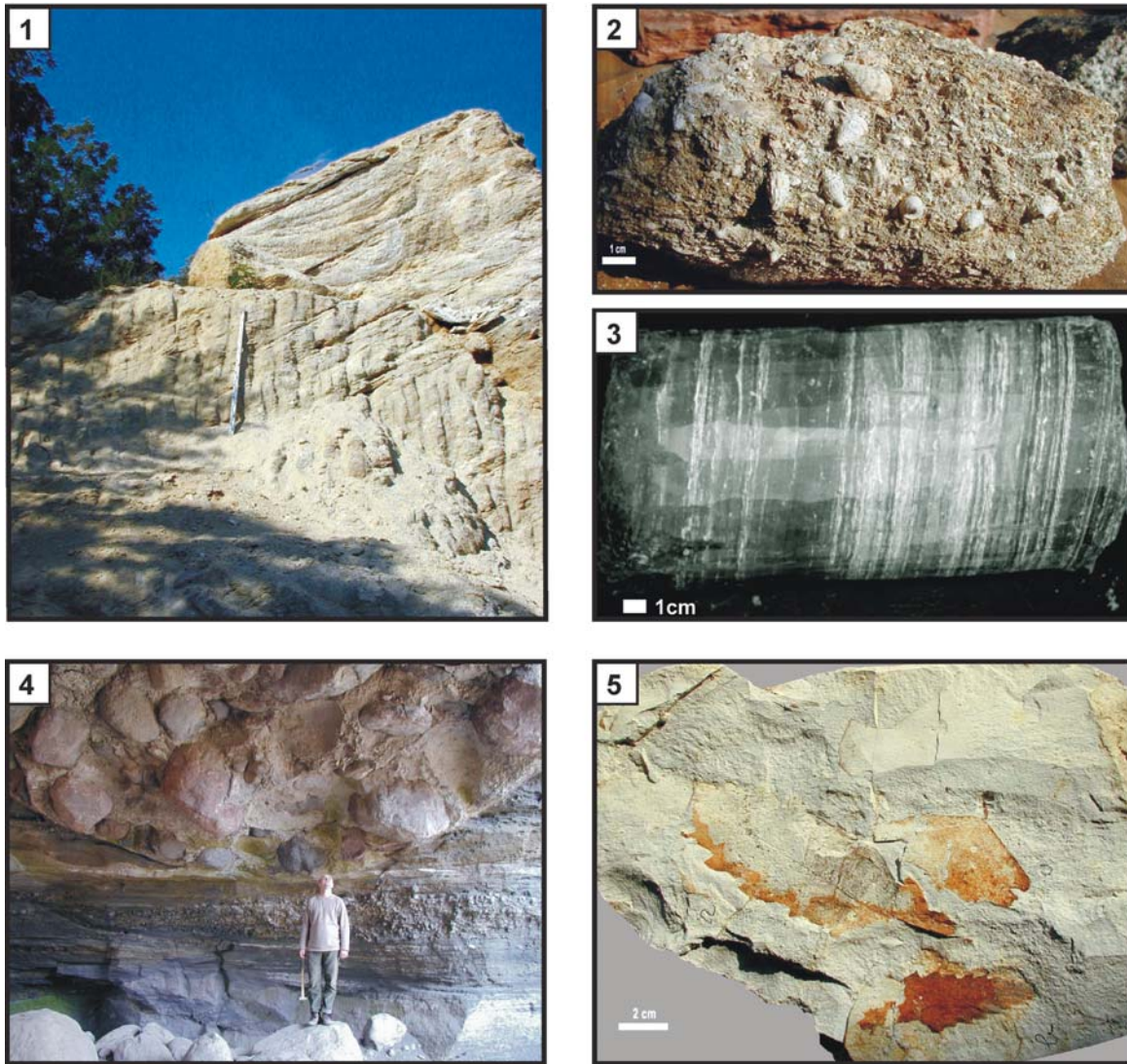
Paleoreliéf západokarpatského orogénu sa v strednom miocéne značne zmenil. Zaznamenávame značné výškové rozdiely medzi nížinnými a horskými oblasťami (obr. 12). Ako už bolo uvedené, postupne sa začalo zdvíhať pásmo vonkajších Karpát, smerom na juh lemované vyzdvihnutým pásmom jadrových pohorí a veporsko-gemerským pásmom Západných Karpát. Na tvorbe reliéfu sa začal významne podieľať zároveň vulkanizmus. Stratovulkány zaberajúce značnú rozlohu stredného Slovenska dosahovali v niektorých prípadoch výšku 2 000 – 3 000 m. Spojenie medzi sedimentačným priestorom karpatskej predhlbne a systémom zaoblúkových panví sa postupne obmedzilo len na oblasť Východných Karpát (Kováč, 2000; Kováč et al., 1998a).

Báden (16,3 – 12,7 mil. r.)

V palynospektrách zo spodného a stredného bádenu sa nevyskytli dominantne prvky flóry chladomilnej provincie, naopak, naďalej zotrávajú prvky paleotropickej geoflóry, prevažne *Engelhardia* a *Platycarya*, zástupcovia halofytnej vegetácie s *Chenopodiaceae*, ako aj ihličiny *Picea*, *Abies*, *Cedrus* a *Tsuga*, ktoré reprezentujú vegetáciu svahových pokryvov až horskej vegetácie (obr. 9, 10). V súvislosti s výrazne chudobnejšími až monotónnymi spoločenstvami spodno- až strednobádenského veku možno



Obr. 13a Sedimentárne fácie bádenu.



Obr. 13b Sedimentárne fácie sarmatu.

1 – piesky vnútorného šelfu s časťami zvyškami schránok mäkkýšov, Viedenská panva, Nexing; 2 – piesky vnútorného šelfu?, pirenellová fácia, Viedenská panva, Konopiská; 3 – íly vonkajšieho šelfu s bielymi tufitickými laminami, stredný sarmat, Dunajská panva, vrábeľské súvrstvie, vrt ŠVM-1; 4 – sedimenty lahárového prúdu zarezané do sedimentov pyroklastických prúdov a do fluviálnych sedimentov, Juhoslovenská panva, pokoradzské súvrstvie, Vyšný Skálnik; 5 – diatomit so zvyškami rastlín usadený vo vulkanickom jazere, Močiar.



Obr. 13a

1 – spodnobádenské machovkovo-serpulové rify, čelná predhlbeň, Podbřežice; 2 – spodnobádenské šikmo zvrstvené piesky usadené v oblasti tidálnych plošín, Juhoslovenská panva, príbelské vrstvy, Horné Příbelce; 3 – spodnobádenské piesky a drobnozrnné štrky vnútorného šelfu, čelná predhlbeň, Brno – Černovice; 4 – korytovo až šikmo zvrstvené piesky fluviálnych kanálov, Juhoslovenská panva, Luboriečka; 5 – vrchnobádenské, prevažne šikmo zvrstvené piesky a štrky vnútorného šelfu, Viedenská panva, sandberské vrstvy, Bratislava – Sandberg; 6 – vrchnobádenský rifový litotamniový vápenec, Viedenská panva, vrt Láb-129; 7 – íly vonkajšieho šelfu, vrchný bádén, Viedenská panva, studienčanské súvrstvie, Bratislava – Devínska Nová Ves; 8 – zachovaný zvyšok ryby v sedimentoch predchádzajúcej lokality.

možno jednoznačne konštatovať nepriaznivé podmienky na zachovanie palynomorf. Je to podmienené faciálne, pretože vo väčšine prípadov ide o výrazne bioturbované sedimenty.

V období vrchnobádenskej sedimentácie prevládala teplá subtropická klíma s miernymi výkyvmi. V palynspektrách sa hojne vyskytujú ihličiny *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga* a *Sciadopytis*, ktoré tvorili dominantu peľových asociácií, ako aj zástupcovia listnatých drevín

Quercus, *Alnus*, *Ulmus* a *Carya*, naznačujúcich prítomnosť horských výškových pásiem s odlišnými teplotnými a zrážkovými podmienkami ako v nížinných oblastiach. V nížinách a na okraji mora predpokladáme subtropický ráz podnebia, zatiaľ čo vo vyššej nadmorskej výške išlo o klimatické podmienky podobné miernejmu pásmu, teda o klímu s obdobiami s rozdielnym množstvom zrážok a výraznejšími teplotnými fluktuáciami počas roka (tab. 5).

Tab. 5 Klimatické pomery odvodené z peľovej analýzy sedimentov vrchnobádenského veku z Viedenskej panvy.

Priemerná ročná teplota (MAT)	15,6 – 18,4 °C
Teplota v najchladnejšom mesiaci (CMT)	5,00 – 12,5 °C
Teplota v najteplejšom mesiaci (WMT)	24,7 – 27,9 °C
Priemerné ročné zrážky (MAP)	1 194,0 – 1 520,0 mm
Zrážky v mesiaci najbohatšom na zrážky (WtMP)	204,0 – 245,0 mm
Zrážky v najsuchšom mesiaci (DMP)	21,0 – 37,0 mm
Zrážky v najteplejšom mesiaci (WMP)	118,0 – 175,0 mm

V nížinných oblastiach boli hojne prítomné prvky paleotropickéj geoflóry – *Magnolia*, *Platycarya*, *Engelhardia*, *Myrica*, *Tamarix* a *Castanopsis*. Dôležitou sprievodnou asociáciou bolo spoločenstvo močiarnnej vegetácie *Taxodiaceae* – *Myricaceae* – *Nyssaceae* spolu s *Poaceae* a *Ericaceae*. Na základe nálezov odtlačkov listov škoricovníkov čeľade *Lauraceae* v okolí sedimentačného priestoru v oblasti Viedenskej panvy predpokladáme aj stanovišťa s pevným a suchším substrátom. Na pobreží sa z nestromovitých foriem hojne vyskytovali aj zástupcovia slanomilnej vegetácie. *Chenopodiaceae* boli pravdepodobne veľmi častým porastom piesčitých valov a nánosov na okraji panvy.

V literatúre uvádzané postupné ochladzovanie klímy (Böhme, 2003), ktoré ovplyvňovalo európsku flóru od vrchného bádenu až do kvartéru, sa v oblasti Západných Karpát ešte vo vrchnom bádene výrazne neprejavilo. Kvantitatívne zastúpenie jednotlivých taxónov však naznačuje mierny ústup teplomilných prvkov a dominantnejší nástup taxónov miernej klímy (Sitár a Kováčová-Slamková, 1999). Tento fakt je zapríčinený miešaním prvkov horskej a nížinnej vegetácie v peľových spektrách (Slamková, 2004).

Biotopy terestrického prostredia Západných Karpát okrem rastlín dobre dokresľujú nálezy fosilnej fauny stavovcov v Hornonitrianskej kotline (lok. Nováky) a Viedenskej panve (oblasť Devínskej Novej Vsi), odkiaľ pochádzajú mimoriadne cenné nálezy z lokalít Štokeravská vápenka, Bonanza a Sandberg.

Lokalita Nováky – baňa Mier sa nachádza v Hornonitrianskej kotline 10 km jz. od mesta Prievidza. Nálezisko v uhoľnej bani je situované v tmavozelených tufitických íloch až piesčitých tufitoch v podloží hlavného uhoľného sloja (Takáč, 1970). Celý tento strednomiocénny uhoľný komplex (handlovské súvrstvie, vrchný bádenu) je prikrýty andezitovými prúdmi a pyroklastikami. Okrem fosilných rastlinných zvyškov *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Myriacaceae*, *Junglandaceae*, *Fagaceae*, *Hamelidaceae* a *Lauraceae* (Sitár et al., 1987; Sitár a Takáč, 1993) pochádzajú z lignitových vrstiev aj nálezy bližšie neurčených druhov mastodontov a nosorožcov pravdepodobne zo zóny MN7 – 8 (vrchný astarak).

Lokalita Štokeravská vápenka – Zapfeho pukliny z biostratigrafického hľadiska reprezentuje nálezisko s dosiaľ najstaršou známou faunou cicavcov na slovenskom území. Ide o niekoľko krasových puklín v tmavých rekrystalizovaných jurských vápencoch devínskej sukcesie Malých

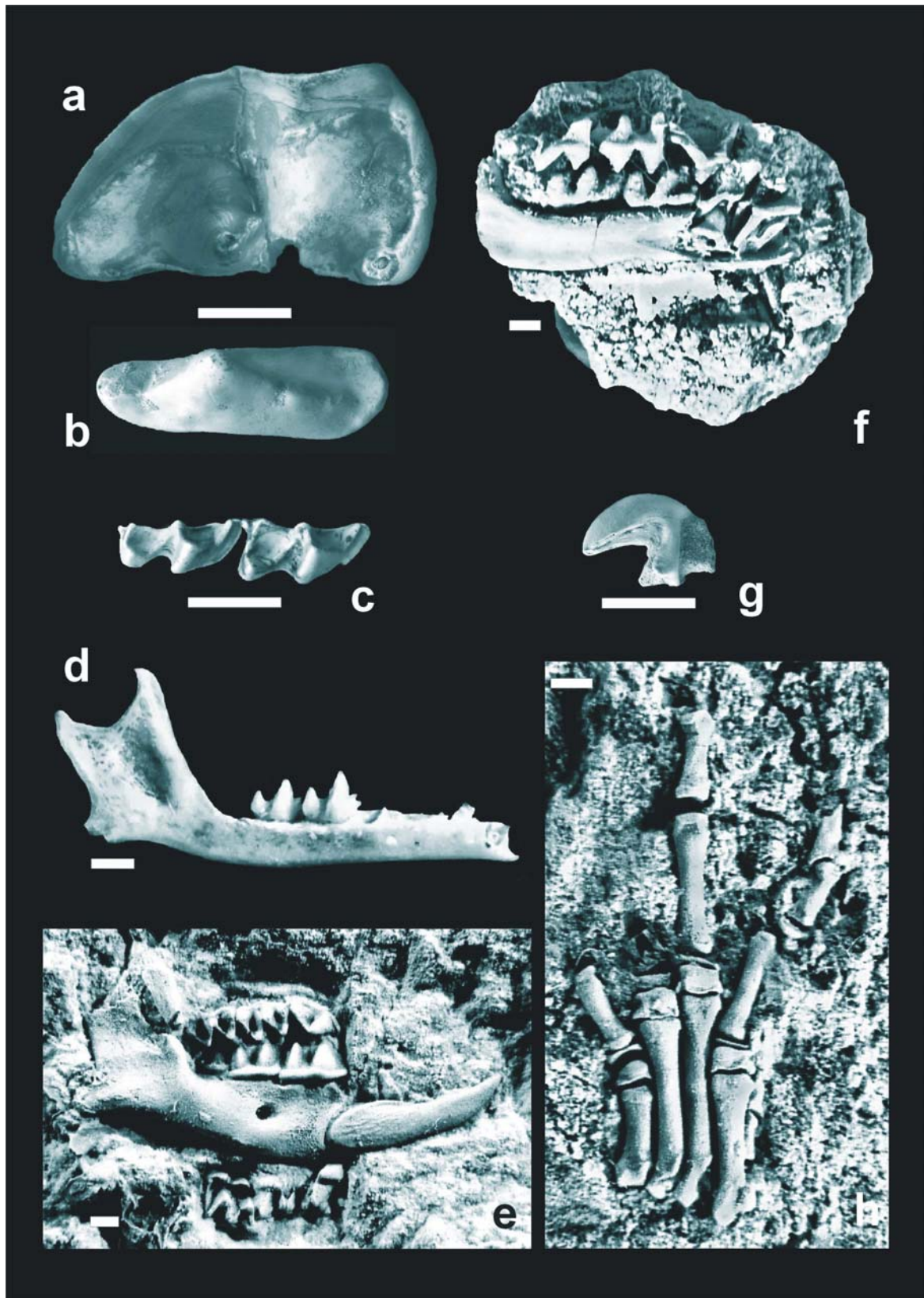
Karpát (v zmysle Plašienku et al., 1991). Pukliny sú vyplnené sintrom, jaskynnými sedimentmi, „terra rossou“ a „terra fuscou“ (Mišík, 1976) s morskými piesčitými sedimentmi sandberských vrstiev v nadloží. Väčšina taxónov zastúpených na lokalite má stratigrafické rozpätie v rámci zón cicavcov MN5 až MN8 (Čicha et al., 1972; Fejfar, 1974). Na základe nálezov indexových fosilií malých cicavcov (*Dinosorex zapfei*, *Eumyarion latior*, *E. weinfurteri*, *Democricetodon vindobonensis*, *Keramidomys carpathicus*, *Megacricetodon schaubi*) však bolo celé fosilne spoločenstvo datované do spodnej časti zóny MN6 (astarak, najvrchnejšia časť stredného bádenu). Okrem toho je lokalita známa aj nálezom skamenených zvyškov približne 60 jedincov druhu *Chalicotherium grande*, ktoré nepriamo indikujú ostrovný charakter (resp. izolovaný biotop) územia v čase depozície na pobreží strednobádenského mora (tvoreného skrasovatenými vápencami).

Lokalita Bonanza sa nachádza na území toho istého lomu ako Zapfeho pukliny. Túto puklinu, na rozdiel od predchádzajúcich, vyplňa morský piesok až pieskovec a veľké vápencové balvany. Piesčité sedimenty obsahujú fosilne zvyšky morských a suchozemských stavovcov aj bezstavovcov (Holec et al., 1987; Ivanov, 1998). Bádenský vek bol stanovený na základe nálezov lastúrníkov druhu *Pecten aduncus* a spresnený na základe nálezov malých cicavcov (napr. *Dinosorex cf. zapfei* alebo *Democricetodon vindobonensis*), ktoré indikujú zónu MN6 (Sabol a Holec, 2002). Toto spoločenstvo (obr. 14, 15) svojím charakterom tvorí „prechod“ medzi spoločenstvom zo Zapfeho puklín a faunistickým spoločenstvom lokality Sandberg.

Zmiešané spoločenstvo morských aj suchozemských stavovcov pochádza zo sedimentov, ktoré sa usadili počas iniciálnej fázy vrchnobádenskej transgresie v podmienkach členitého pobrežia s prítomnosťou lagún, močarísk alebo riečnych delť v blízkosti okoli. Na túto skutočnosť poukazujú nálezy žiab *Bufo priscus* (Špinar et al., 1993), vyžadujúcich pre svoju existenciu sladkovodné močaristé prostredie v blízkosti lokality. V terestrickej faune subtropický ráz dokumentuje prítomnosť taxónov *Lantanothorium aff. sansaniensis*, *Neocometes brunonis*, *Lagomeryx parvulus* či *Zygodolophodon turicensis*.

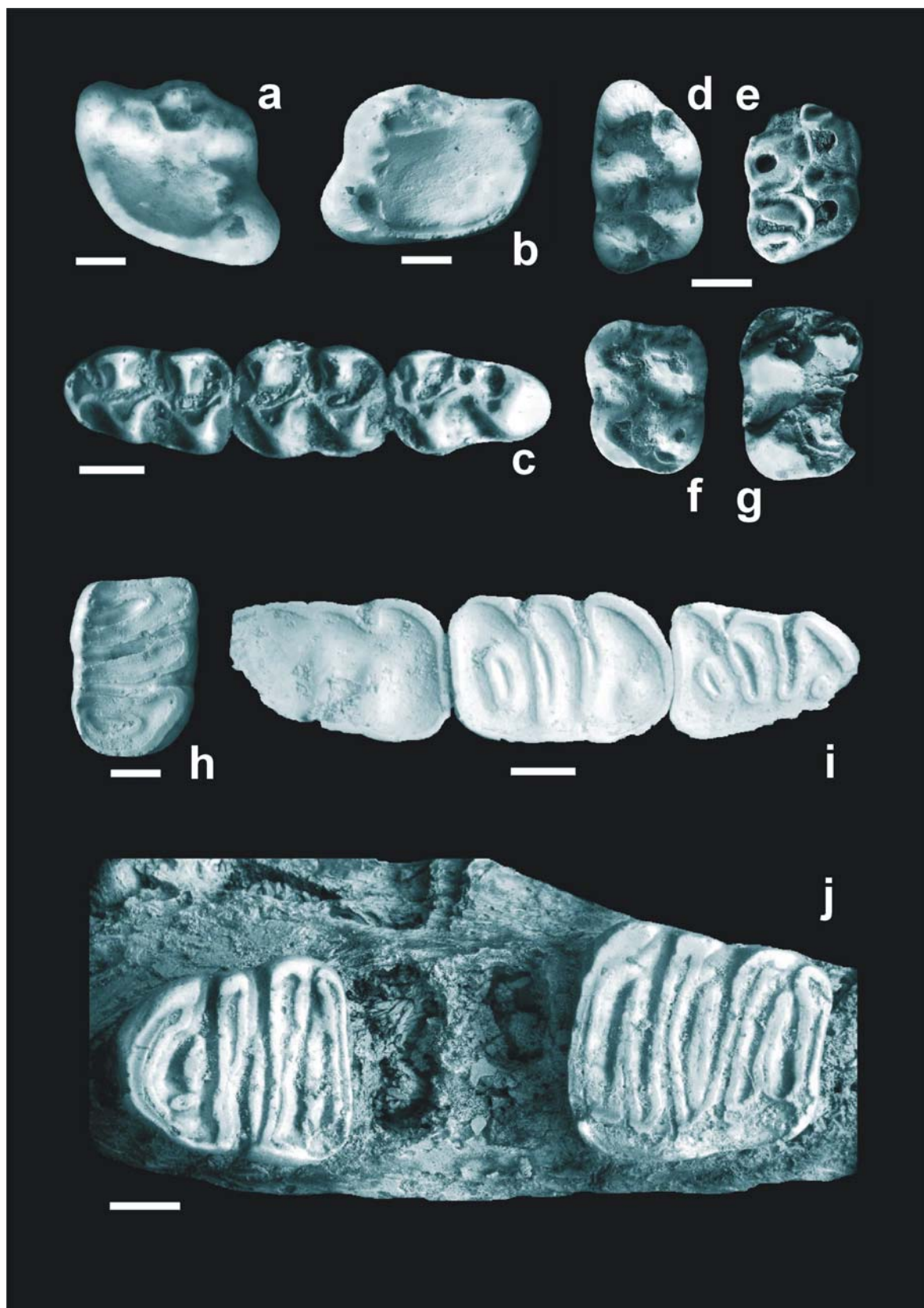
Lokalita Sandberg (obr. 13a, 5) je približne 2 km západne od Štokeravskej vápenky na severozápadnom svahu Devínskej kobyly na južnom okraji Devínskej Novej Vsi. Je faciálnym stratotypom vrchného bádenu (Švagrovský, 1978). Lokalita je situovaná v plytkovodných litorálnych sedimentoch sandberských vrstiev (Baráth et al., 1994) tvorených bazálnymi klastikami, brekciami, štrkami/zlepenkami, pieskami/pieskovecami a organogénnymi/organodetrítickými vápencami, ktoré sa usadili na mezozoických karbonátoch (Plašienka et al., 1991). Depozícia sedimentov bola počas vrchnobádenskej transgresie na východnom okraji Viedenskej panvy. Lokalita reprezentuje významné paleontologické nálezisko, kde vo vrstvách drobnozrnných štrkov sa zistila bohatá fauna stavovcov a bezstavovcov (Švagrovský, 1978).

Fauna stavovcov tu pozostáva z morského aj terestrického spoločenstva. Zatiaľ čo nálezy morských stavovcov sú súveké so sedimentmi, v ktorých sa našli ich osteologické zvyšky, vek terestrickej fauny môže byť aj starší, keď ich fosílie boli splavené na skrasovatené kar-



Obr. 14 Nálezy hmyzožravcov z lokality Bonanza (MN6), škály = 1 mm.

a – b: *Lantanotherium* aff. *sansaniense* (LARTET, 1851), a – m1 dext., b – p4 sin. (oklúzny pohľad); c – d: *Storchia meszaroshi*, c – m2 – 3 dext. (oklúzny pohľad), d – pravá sánka s denticiou (bikálny pohľad); e: *Dinosorex* cf. *zapfei* ENGESSER, 1975, pravá sánka so spodnými a vrchnými zubami (bukálny pohľad); f: *Plesiodimylus chantrei* GAILLARD, 1897, fragment ľavej sánky s mliečnymi a trvalými zubami (lingválny pohľad); g: *Soricidae* gen. et spec. indet., I sup. dext. (lingválny pohľad); h: *?Lipotyphla* gen. et spec. indet., fragment ľavej končatiny (dorzálny pohľad).



Obr. 15 Nálezů hlodavců z lokality Bonanza (MN6), škály = 0,5 mm.

a – b: *Spermophilinus bredai* (H. von MEYER, 1848), a – m1 dext., b – m2 sin.; c – g: *Democricetodon vindobonensis* (SCHAUB et ZAPFE, 1953), c – m1 – 3 dext., d – M1 dext., e – M1 dext., f – M2 sin., g – m2 sin.; h – i: *Neocometes brunonis* SCHAUB et ZAPFE, 1953, h – m2 dext., i – m1 – 3 dext.; j: *Bransatoglis astaracensis* (BAUDELLOT, 1970), ľavá sánka s m1 a m3; všetky nálezů v oklúznom pohľade.

bonátové pobrežie mora. Na základe nálezov indexových fosilií *Griphopithecus suessi* a *Dicrocercus elegans* bolo celé spoločenstvo zaradené do zóny MN6, pravdepodobne do jej vrchnej časti. Tomu zodpovedá aj $Sr^{86/87}$ datovanie schránok dierkavcov z blízkej lokality Devínska Nová Ves – tehelňa, reprezentujúcej hlbokovodnejší vývoj studienčanského súvrstvia bolivínovo-bulimínovej zóny (Hudáčková a Král, 2002).

Tafocenózu vodných organizmov (okrem bezstavovcov) charakterizujú spoločenstvá rybových stavovcov (žraloky, raje a kostnaté ryby), plazov (korytnačky a krokodíly) a cicavcov (sirény, delfíny a veľryby) žijúcich v rôznej vzdialenosti od pobrežia. Väčšina z nich však na jeho blízkosť poukazuje. Z klimatického hľadiska je významný nález zubov krokodílov *Gavialosuchus* (Schlöggl a Holec, 2005) vyžadujúcich podmienky teplého subtropického pásma bez chladnejších ročných období (Böhme, 2003). Krokodíly rodu *Gavialosuchus* spolu s korytnačkami rodu *Trionyx* (Holec a Schlöggl, 2000) naznačujú prítomnosť brakických lagún alebo riečného prostredia v zázemí lokality. Terestrická tafocenóza lokality reprezentuje spoločenstvo, ktoré žilo v prímorskej oblasti pravdepodobne polostrovného charakteru (dnešná oblasť Malých Karpát), ktorého brehy obklopovali zálivy dnešnej Viedenskej a Dunajskej panvy.

Ďalšia lokalita v okolí Devínskej Novej Vsi je v opustenom lome na západnom svahu Devínskej kobyly približne 600 až 700 m južne od Sandbergu. Nálezisko Waitov lom pozostáva z transgresívnych, planárne zvrstvených vrchnobádenských pieskov (sandberské vrstvy). V pieskoch, ktoré vyplňajú priestor malej podmorskej jaskyne (Zágoršek, 1985), sa našli fosilne zvyšky rýb, korytnačiek a tuleňov. Ich vek je pravdepodobne zhodný s vekom sedimentov lokality Sandberg (vrchný bádén, astarak, zóna MN6).

Na nálezisku Glavica, ktoré sa nachádza neďaleko Sandbergu približne 1 km východne od Devínskej Novej Vsi, sa našli skamenené zvyšky veľryby *Mesocetus* sp. spolu s ďalšími, bližšie neurčenými osteologickými zvyškami cicavcov. Podobne ako na lokalite Waitov lom, aj táto lokalita pozostáva z vrchnobádenských pieskov usadených v morskom prostredí. Vek lokality bol určený na základe ojedinelých nálezov mäkkýšov a zodpovedá veku lokality Sandberg (vrchný bádén, astarak, zóna MN6).

Akvatické, morské prostredie centrálnej Paratetýdy v bádene okrem tafocenózy stavovcov dobre charakterizujú spoločenstvá foraminifer, ktoré sa oproti karpatským začínajú meniť. Pribúdajú v nich stratigraficky a ekologicky významné rody *Praeorbulina* a *Orbulina*, ktoré sa vyvinuli z rodu *Globigerinoides*. Ich životné prostredie bolo podobné prostrediu ich predchodcov. Prítomnosť endosymbiontov v rizopodiálnej protoplazme preorbulín a orbulín im umožňovala lepšie využitie potravných zdrojov a tým aj vyššiu možnosť prežitia v niektorých stresových podmienkach. Medzi takého faktory globálne patrilo aj postupné ochladenie klímy a vodných más oceánov po vzniku zaľadnenia na južnom póle vo vrchnom bádene (Flower a Kennet, 1994).

V bádenských spoločenstvách morských organizmov v západokarpatskej časti centrálnej Paratetýdy sa zmena životných podmienok prejavila na konci „stredného“ bádenu postupným znižovaním schránok teplomilných

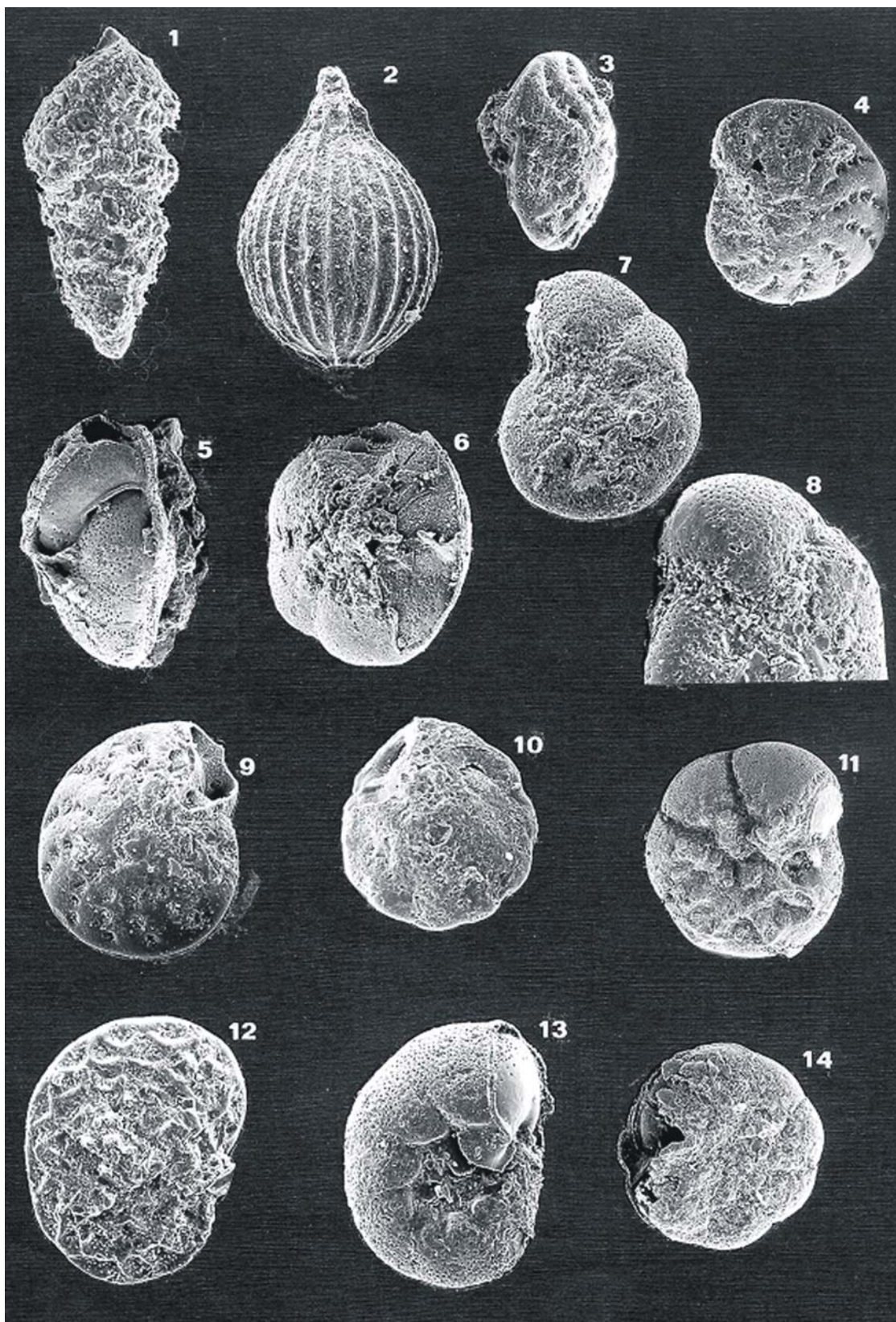
druhov planktonických foraminifer, až ich úplným vymiznutím vo vrchnom bádene.

Pojem bádenské „ochladenie“ vodných más môžeme posúdiť ako posun zo subtropickej do teplej miernej klímy. Dokladá to výskyt rodu *Globigerinoides* ešte v „strednom“ bádene, ktorý v dnešných podmienkach žije v tropickom až miernom pásme pri povrchovej teplote vodných más +16 až +25 °C (Boltovskoy, 1967). Podobne výskyt vrchnobádenských rýb viazaných na prostredia riasových a koralových rifov v južných častiach Viedenskej panvy: *Calotomus preilsli*, *Sphyaena substriata*, *Acanthurus haueri*, *Trigonodon jugleri*, *Aeolisiscus* (Schultz, osobná informácia), ako aj spoločenstvá morských bezstavovcov, napríklad echinodermát vo vrchnom bádene, vykazujú existenciu prostredia podobného dnešným plytkým šelfovým moriam, podobným okoliu dnešnej Floridy (Kroh, 2004).

Pre vrchný bádén je charakteristický rozvoj (ako aj zachovanie) najrôznejších prostredí plytkého epikontinentálneho mora v oblasti Západných Karpát. Členitosť sedimentačného priestoru a s tým súvisiace zmeny prostredia v priestore a čase v bádene odrádzajú typické spoločenstvá benthických foraminifer pre daný biotop. Výrazné rozdiely v ich zložení sa prejavujú najmä v závislosti od substrátu, ktorý obývali. Skupina foraminifer, ktorá združuje rody typické pre podmienky vonkajšieho neritika až plytkého batyálu s jemne piesčitým dnom, sa vyznačuje prítomnosťou rodov *Lenticulina*, *Cancris*, *Hoeglundina*, *Fissurina*, *Reticulophragmium*, *Reophax*, *Fursenkoina*, *Saccamina*, *Bigenerina*, *Pullenia*, *Glandulina*, *Uvigerina*, *Stillostomella*, *Sigmoilopsis*, *Cycloforina*, *Lagena* a *Psammosphaera*. Spoločenstvo chladnejších vôd vnútorného šelfu alebo deltových oblastí, pravdepodobne viazané na ílovitý substrát, reprezentujú rody *Cassidulina*, *Bucella*, *Sagrina* a *Reussella* (obr. 16). Rody foraminifer *Quinqueloculina*, *Martinotiella* a *Lobatula*, naopak, preferujú plytkovodné prostredie porastené riasami. Plytkovodné prostredie s tvrdým typom dna obývali rody *Asterigerinata*, *Miliolina*, *Sinuloculina* a *Lobatula*, znášajúce aj mierne zníženie salinity. Do skupiny plytkovodných patria aj okrajové, stresové spoločenstvá, charakterizované euryhalinnými druhmi *Nonion*, *Porosonion*, *Elphidium* a *Ammonia*, a spoločenstvá rifových a okolorifových oblastí – *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, *Martinotiella*, *Lobatula*, *Amphistegina* a *Borelis*.

Kvalitatívne zloženie spoločenstiev mäkkýšov (gastropód a bivalvií) odráža najmä charakter substrátu. Pre plytkovodné skalnaté pobrežia sú charakteristické mäkkýše zavrtávajúce sa do podkladu (*Pholas* a *Lithophaga*) alebo žijúce prisadnuté na ňom (*Patella*, *Littorina*, *Ostrea*, *Spondylus* a *Chama*). Plytkovodné prostredie porastené rastlinami obývali gastropódy rodu *Rissoa*, *Calliostoma*, *Cerithium* atď. Piesčité substrát preferovali zástupcovia gastropód rodu *Apporhais*, *Strombus*, *Murex* a bivalviá rodu *Parvilucina* a *Cardium*. Pre afytálne prostredie s ílovitým dnom sú charakteristické dravé rody gastropód *Natica*, *Buccinum*, *Cassia* a zarývajúce sa bivalvie rodu *Nucula* a *Nuculana*.

V centrálnej Paratetýde pozorujeme v bádene začiatok regionálnej klimatickej zonality, prejavujúcej sa výskytom machovkovo-serpulových rifov v predhlbni situovanej pred severnými svahmi karpatského orogénu



Obr. 16 Spoločenstvo plytkovodných foraminifer stredného bádenu.

1 – *Sagrina dertomensis* (GIANOTTI), vz. Ga. 145, 3, obr. 1 661, zv. 133x; 2 – *Lagena costata* ORB., vz. Ga.145, 2, obr. 1 655, zv. 84x; 3 – *Elphidium reussi* MARKS, detail ústia vz. Ga. 145, 2, obr. 1 658, zv. 84x; 4 – *Elphidium reussi* Marks, vz. Ga.145, 2, obr. 1 x 658, zv. 84x; 5 – *Heterolepa* ex. gr. *dutemplei* (ORB.), vz. Ga. 145, 4, obr. 1 660, zv. 44x; 6 – *Bucela* cf. *frigida* (CUSH.), vz. Ga. 145, 4, obr. 1 659, zv. 110x; 7 – *Porosonion* ex gr. *granosum* (ORB.), vz. Ga. 145, 3, obr. 1 669, zv. 76x; 8 – *Porosonion* ex gr. *granosum* (ORB.), pohľad na ústie vz. Ga. 145, 3, obr. 1 669, zv. 76x; 9 – *Elphidium reussi* MARKS, vz. Ga. 145, 3, obr. 1 682, zv. 100x; 10 – *Cassidulina laevigata* CUSH., vz. Ga. 145, 5, obr. 1 677, zv. 120x; 11 – *Ammonia beccarii inflata* SEG., vz. Ga. 145, 0, obr. 1 686, zv. 40x; 12 – *Elphidium fichtellianum* ORB., vz. Ga. 145, 3, obr. 1 683, zv. 90x; 13 – *Valvulineria complanata* ORB., vz. Ga. 145, 0, obr. 1 682, zv. 73x; 14 – *Ammonia* cf. *beccarii* (L.), vz. Ga. 145, 1, obr. 1 647, zv. 63x.

a riasovo-koralových rifov v južne situovanej zaoblúkovanej panve na vnútornej strane karpatského oblúka. Uvedenú zonalitu môžeme pozorovať aj vo faune gastropód. V južných oblastiach sa vyskytoval zástupca strombiidov obývajúcich teplé subtropické moria, napríklad *Strombus schroeckuingeri*, ktorého výskyt sa nezistil v spoločenstvách gastropód v severných oblastiach centrálnej Paratetýdy (Harzhauser et al., 2003).

Plytké prostredie spodnobádenského mora obývali lastúrničky *Cytheridae acuminata*, *A. haueri*, *Callistocythere canaliculata*, *Loxocorniculum hastatum* a *Pokornyella deformis* (Zelenka, 1985; Gross, 2002). Spodnobádenský vek v spoločenstvách lastúrničiek charakterizuje prítomnosť *Bythocypris lucida* (Brestenská a Jiříček, 1978).

Hlbokovodné prostredie osídlili z lastúrničiek *Pterygocythereis calcarata*, *Henryhowella asperima*, *Cytherella dilatata*, *Falunia spinulosa*, *Parakrithe dactylomorpha* a *Cytherella vulgata*. Dokumentujú hĺbku neritického pásma 100 až 200 m. Miestami mohla hĺbka vody dosahovať až rozhrania neritika a plytkého batyálu, teda hĺbku 200 ± 50 m (Ducasse a Cahuzac, 1997; Van Morkhoven, 1962; Gross, 2002). Hlbokovodné prostredie (hlbšie neritikum – plytší batyál) Dunajskej panvy (bajtavské súvrstvie) sa vyznačuje aj prítomnosťou bivalvií *Nucula nitida*, *Nuculana fragilis* a *N. pygmaea* a gastropód *Bathyoma cataphracta*, *Roxania utriculus*, *Surcula serrata* a *Fussus lamellosus* (Lehotayová a Ondrejčíková, 1966).

Plytkovodnú presvetlenú zónu strednobádenského mora s normálnou salinitou obývali lastúrničky druhov *Cytheridea acuminata acuminata*, *Falunia spinulosa*, *Cytheridea* sp. a *Loxocorniculina* sp.

V spoločenstvách lastúrničiek sa okrem zástupcov rodov žijúcich v subtropických moriach s normálnou salinitou (*Phlyctenophora*) objavujú početné rody tolerujúce aj brachyhalinné vody: *Aurila opaca*, *Aurila cicatricosa*, *Aurila haueri*, *Cnestocythere truncata*, *Costa reticulata*, *Cytheretta ornata semiornata*, *Loxoconcha punctatella*, *Occultocythereis bituberculata*, *Senesia philippii*, *Senesia trigonella*, *Cytheretta*, *Hemicytherideis* a *Bairdi*.

Výrazné ekologické rozdiely v spodnom, strednom a vrchnom bádene umožnili tento stupeň rozčleniť na biozóny na základe obsahu bentických foraminifer (Grill, 1941, 1943), ktoré sa však niekedy laterálne aj horizontálne prekrývajú (tab. 2).

Spodnobádenská morská transgresia zasiahla územie väčšiny západokarpatských panví o niečo neskôr ako južné oblasti centrálnej Paratetýdy (až začiatkom vrchnej lagenidovej zóny; sensu Grill, 1943). V týchto južných oblastiach začiatok bádenskej sedimentácie nadväzuje na karpatskú, len s malým prerušením (spodná lagenidová zóna; sensu Grill, 1943). Transgresia priniesla nové druhy. V planktonických spoločenstvách spodného bádenu prevládajú druhy *Globigerinoides trilobus*, *G. quadriobolus*, *Orbulina suturalis*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia bykovae*, *Gr. mayeri*, *Gr. transsylvanica* a *Praeorbulina glomerata circularis* (obr. 17), ktoré ešte stále charakterizujú morské prostredie v subtropickom pásme (Spezzaferri a Premoli Silva, 1991; Spezzaferri, 1995, 1996; Kennet a Srinivasan, 1983). Spoločenstvá

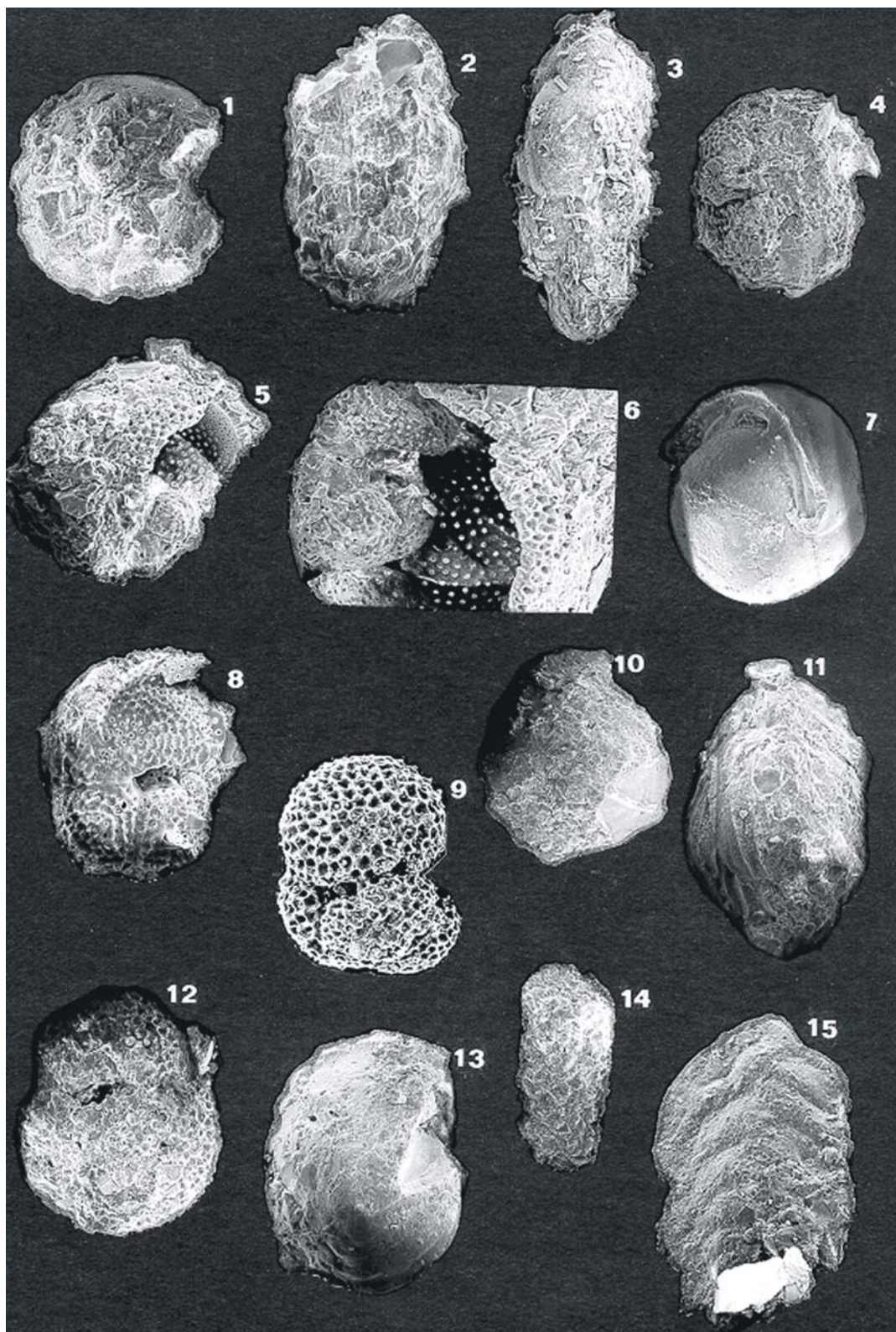
bentických foraminifer sú v transgresívnych a pobrežných faciách väčšinou zastúpené plytkovodnými foraminiferami *Discorbis*, *Ammonia*, *Asterigerina*.

Hlbokovodné spoločenstvá bentických foraminifer Viedenskej a Dunajskej panvy charakterizujú najmä lagenidové foraminifery *Marginulina* sp., *Lagena* sp., *Lenticulina echinata* a *Uvigerina macrocarinata* žijúce v batyálnej zóne až v oblasti hlbšieho neritika (Boersma, 1985; Murray, 1991; Šutovská, 1990, 1991).

Počas stredného bádenu dosiahla morská záplava takmer celý dnešný priestor neogénnych panví v oblasti Západných Karpát (Viedenská, Dunajská a Východoslovenská panva), okrem juhoslovensko-severomaďarského sedimentačného priestoru, kde sa depozícia morských usadenín končí po spodnom bádene. Strednobádenské sedimenty obsahujú diverzifikované spoločenstvá foraminifer so *Spirorutilus carinatus* [zóna *Spiroplectamina carinata* (Grill, 1941)] viazané na euhalinikum ako *Cyclammina pleschakowi*, *Martinotiella communis*, *Textularia gramen*, *Textularia pala*, *Haplophragmoides vasiceki vasiceki* a *Budashewaella wilsoni* (obr. 18). Planktonické spoločenstvá foraminifer podobne ako v spodnom bádene obsahujú teplomilné formy ako *Globigerinoides trilobus*, *Orbulina suturalis*, *Globigerina nepenthes*, *Globigerina druryi* a *Globigerina decoraperta*. Uvedené druhy však už nemajú stavbu schránky typickú pre druh, sú často aberrantné, malé a zodpovedajú okrajovým členom charakteristiky druhu. V súlade s takouto charakteristikou planktónu spolu s čoraz častejším objavením chladnomilných druhov zo skupín *Globigerina bulloides*, *Globigerina quinqueloba* a *Tenuitella* (Spezzaferri a Premoli Silva, 1991; Spezzaferri, 1995, 1996) môžeme uvažovať o poklese priemernej ročnej tepoloty povrchových vôd epikontinentálneho mora. Na základe štúdia bentických foraminifer hlbokovodný vývoj stredného bádenu [zóna *Spiroplectamina carinata* (Grill, 1941)] vykazuje miestami splytčenie, dokumentované prítomnosťou spoločenstiev bentických foraminifer s *Cassidulina*, *Bucella*, *Sagrina* a *Reussella* (obr. 16) obývajúcich plytšiu neritickú zónu, mierne dysoxickú (Corliss, 1991). V tejto zóne je pozoruhodný výskyt rodu *Pseudotriplasia minima*, ktorého vertikálne rozšírenie v karpatských panvách je len veľmi malé (vielič).

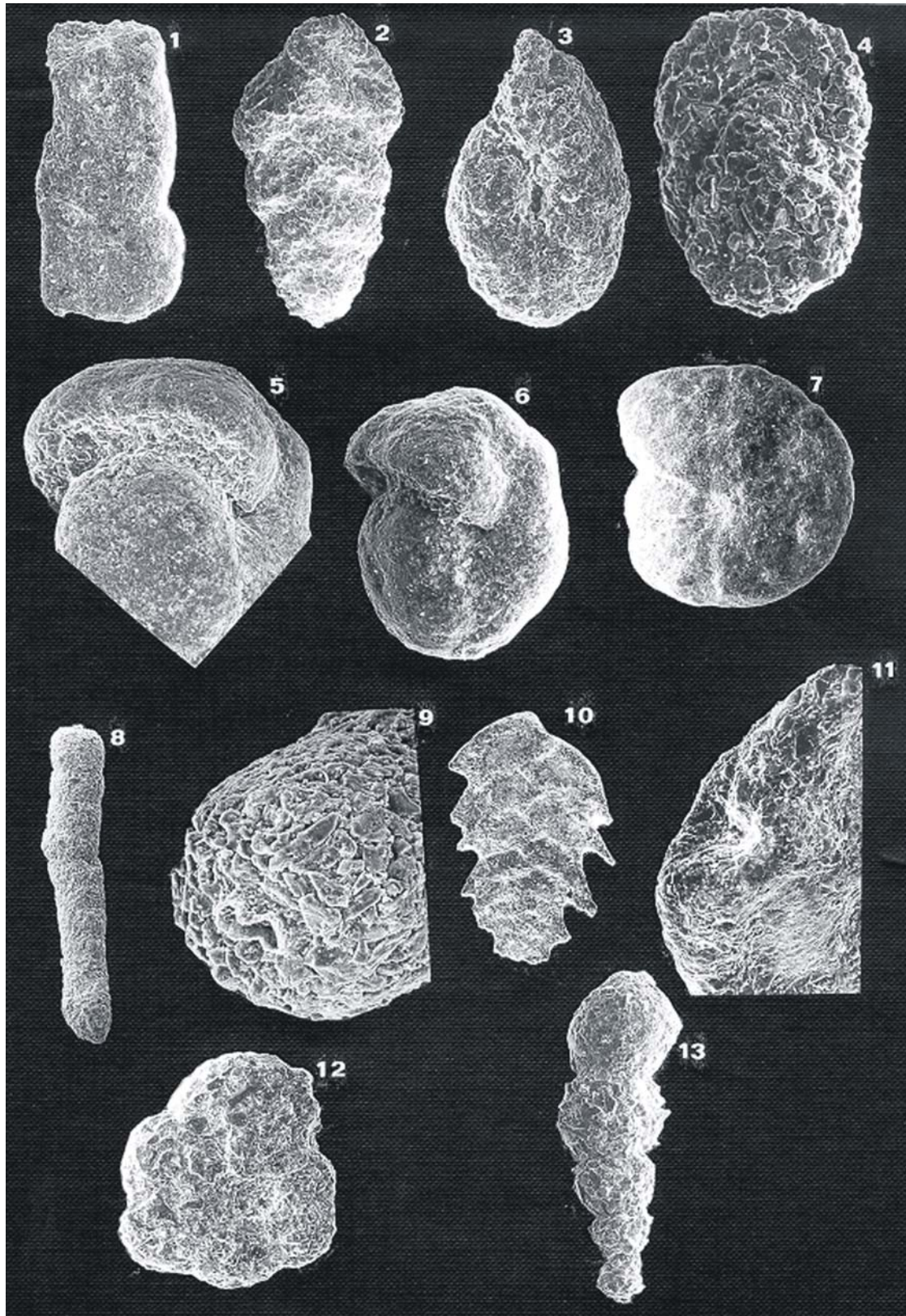
Vo vyšších častiach zóny *Spiroplectamina carinata* sa relatívny pokles hladiny prejavil čiastočnou izoláciou sedimentačných priestorov. Lokálne sa tvorili evapority (vo Východoslovenskej panve sa uložili evapority reprezentované halitom, anhydritom, sadrovcom a slané ily zbudzského súvrstvia).

Na hranici stredný/vrchný bádenu v oblasti centrálnej Paratetýdy zaznamenávame výraznú zmenu v zložení spoločenstiev planktonických foraminifer. Teplomilné taxóny spodného a stredného bádenu sa už neobjavujú a od vrchného bádenu ich nahradili typické chladnomilné až boreálne druhy *Globigerina bulloides*, *Globigerina diplostoma* a *Globigerina quinqueloba* (obr. 19b). Túto zmenu väčšina autorov pripisuje klimatickej zmene spojenej s ochladením v tomto období (Hudáčková a Spezzaferri, 2002; Böhme, 2003), ktorá spolu so zmenami v paleogeografii ovplyvnila depozičné prostredia západokarpatských panví. Klimatická zmena na hranici stredný/vrchný bádenu v oblasti Viedenskej panvy sa potvrdila



Obr. 17 Spoločenstvo planktonických a bentických foraminifér spodného bádenu.

1 – *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), vzorka z 1 497,5 m, obr. 2 412, zv. 100x, Zohor; 2 – *Uvigerina* cf. *multicostata* LE ROY, vzorka z 1 495,8 m, obr. 2 411, zv. 53x, Zohor; 3 – *Uvigerina brunensis* KARR, vzorka z 1 497,5 m, obr. 2 413, zv. 56x, Zohor; 4 – *Globigerinoides trilobus* (RSS.), vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 419, zv. 73x, Zohor; 5 – *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 415, zv. 110x, Zohor; 6 – *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 416, zv. 110x, Zohor; 7 – *Pullenia bulloides* (ORB.), vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 418, zv. 83x, Zohor; 8 – *Orbulina suturalis* BRONN., vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 421, zv. 67x, Zohor; 9 – *Orbulina suturalis* BRONN., vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 420, zv. 67x, Zohor; 10 – *Lenticulina* cf. *calcar* (L.), vzorka z 1 306,0 m, obr. 2 417, zv. 21x, Zohor; 11 – *Uvigerina pygmaoides* PAPP et TURN., vzorka z 1 140,9 m, obr. 2 423, zv. 90x, Zohor; 12 – *Orbulina suturalis* BRONN. (*bilobata*), vzorka z 1 140,9 m, obr. 2 425, zv. 67x, Zohor; 13 – *Lenticulina* cf. *calcar* (L.), vzorka z 1 140,9 m, obr. 2 422, zv. 27x, Zohor; 14 – *Hyperammina elongata* BRADY, vzorka z 1 400,3 m, obr. 2 414, zv. 18x, Zohor; 15 – *Spiroplectinella kollmani* (ORB.), vzorka z 1 140,9 m, obr. 2 424, zv. 43x, Zohor.



Obr. 18 Spoločenstvo aglutinovaných foraminifer zóny *Spiroplectammina carinata*.

1 – *Hyperammina laevigata* WHR., vz. 1/p, obr. 8 013, zv. 45x, Malacky 101; 2 – *Textularia gramen maxima* C. et. Z., vz. 1/p, obr. 8 012, zv. 34x, Malacky 101; 3 – *Cyclammina* sp., vz. 4/p, obr. 8 030, zv. 66x, Malacky 101; 4 – *Cyclammina* sp., vz. 8/p, obr. 8 020, zv. 76x, Malacky 101; 5 – *Alveolophragmium crassum*, vz. 4/p, obr. 8 017, zv. 67x, Malacky 101; 6 – *Alveolophragmium crassum*, vz. 4/p, obr. 8 016, zv. 77x, detail ústia, Malacky 101; 7 – *Cyclammina* cf. *vulchoviensis* VENG., vz. 1/p, obr. 8 015, zv. 48x, Malacky 101; 8 – *Martinottiella communis* ORB., vz. 3/p, obr. 8 029, zv. 28x, Malacky 101; 9 – *Martinottiella communis* ORB., vz. 3/p, obr. 8 028, zv. 140x, Malacky 101; 10 – *Spiroplectinella carinata* (ORB.), vz. 1/p, obr. 8 007, zv. 31x, Malacky 101; 11 – *Spiroplectinella carinata* (ORB.), vz. 1/p, obr. 8 006, zv. 106x, Malacky 101; 12 – *Reticulophragmium venezuelanum* (MAYNC), vz. 1/p, obr. 8 014, zv. 38x, Malacky 101; 13 – *Rheophax* sp., vz. 4/p, obr. 8 019, zv. 39x, Malacky 101.

aj na základe analýzy izotopov kyslíka a uhlíka zo schránok foraminifer, ako aj štatistického vyhodnotenia spoločenstiev foraminifer na hranici zón *G. druryi*/*G. decoraperta* a *Velapertina* sp. (Hudáčková a Spezzaferri, 2002; Hudáčková et al., 2003).

Izolácia centrálnej Paratetýdy od stredného bádenu (Rögl a Steininger, 1984) viedla k zmene režimu morských prúdov a tým aj k zhoršenej cirkulácii vodných más (Escutia et al., 2005). Zmena prúdového režimu sa podieľala najmä na stratifikácii vodného stĺpca (Van der Zwaan a Gudjonsson, 1986), keď sa pri dne sedimentačného priestoru vytvorila dysoxická až anoxická vrstva osídlená veľmi chudobnou faunou bentických foraminifer *Pappina neudorfensis*, *Bulimina elongata* a *Bolivina dilatata maxima* (obr. 19a), alebo úplne sterilná.

Vytvorenie drenážneho riečného systému v okolitých pohoriach sa prejavilo formovaním rozsiahlych deltových systémov. Tie okrem transportu terestrického materiálu do sedimentačného priestoru zvýšili aj prítok sladkej vody. Zvýšený prínos vôd riekami podporil tvorbu brakického prostredia v okrajových častiach sedimentačného priestoru, ako aj cyklické zasahovanie osladenej povrchovej vody v čele deltových systémov hlboko do prostredia panvovej depozície, ktoré sa podieľalo na tvorbe hyposalinickej vrstvy vrchnej časti vodného stĺpca (Čierna, 1974).

Vrchný bádenu na základe spoločenstiev foraminifer vo všetkých západokarpatských neogénnych panvách (studienčanské, špačinské/báhonské a lastomírske súvrstvie) charakterizuje vyvinutie bulimínovo-bolivínovej biozóny (Grill, 1941). Sú v nej zastúpené najmä druhy: *Bolivina dilatata dilatata*, *B. dilatata maxima*, *B. dilatata brevis*, *Bulimina elongata*, *Praeglobulimina pupoides* a *Pappina neudorfensis* (obr. 19a, b). Táto biozóna reprezentuje morské prostredie s normálnou salinitou a podľa stratifikácie vodného stĺpca prechádzajúce smerom k okrajom panvy, ale aj smerom do nadložia (v čase) do brakického vývoja (rotálievová zóna sensu Grill, 1941) s plytkovodnými miliolidnými foraminiferami rodov *Ammonia*, *Quinqueloculina* a *Triloculina*. Brakické spoločenstvá s miliolidnými formami v príbrežných faciách izochrónne prechádzajú do plytkovodných monospoločenstiev s *Ammonia ex gr. beccarii* (Čierna, 1974).

Bádenské spoločenstvá vápneného nanoplanktónu sú bohaté, pričom spodno- a strednobádenské žili v morskej vode s normálnou salinitou (okolo 32 ‰), vrchnobádenské poukazujú na stresové podmienky zapríčinené postupným znižovaním salinity vo vrchnej časti vodného stĺpca (Andrejeva-Grigorovič et al., 2001).

Vo vrchnom bádenu sa spoločenstvo nanoplanktónu menilo na druho chudobnejšie. Druhy boli postupne menšie a charakterizovali výrazne zhoršené podmienky na ich existenciu. Sedimenty obsahujú najmä druhy rodu *Reticulofenestra* (*Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra haqii*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*), *Coccolithus pelagicus*, časté sú aj *Calcidiscus premacintyreii*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Helicosphaera wallichii*, *Sphenolithus abies*, *Holococcolithus macroporus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Syracosphaera pulchra*, *Braarudosphaera bigelowii* a *Micrantholithus vesper*. Zriedkavé sú *Triquetrorhabdulus rugosus* a *Triquetrorhabdulus rioi*. Zjavná je neprítomnosť typicky oceánskych foriem – dis-

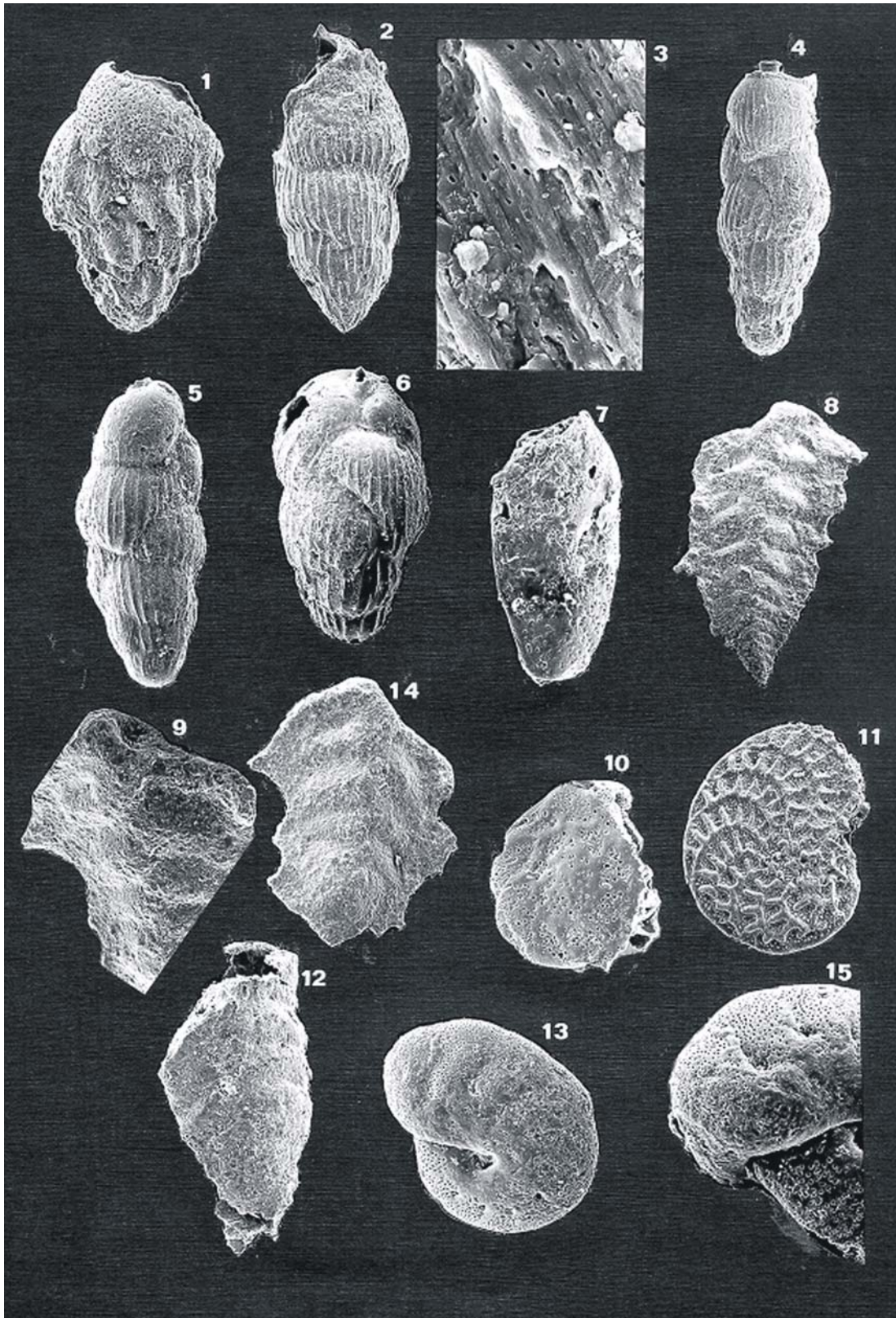
koasterov, ktoré sú hojné v strednobádenských usadeninách. Uvedené spoločenstvo môže dokumentovať podmienky plytkého šelfu. Vysoké percentuálne zastúpenie druhov *Braarudosphaera bigelowii* a *Micrantholithus vesper* indikuje znižovanie salinity vodných más vo vrchnom bádenu (obr. 4).

S bohatým a dobre diverzifikovaným spoločenstvom morských dinoflagelát sa prvýkrát stretávame v strednom bádenu vo vzorkách z Viedenskej panvy. Dominantné sú rody *Spiniferites*, *Homotryblum* a *Achomosphaera* (obr. 20), ktoré žili v neritickej zóne a dobre znášali vplyv deltového prostredia (Köthe, 1990). Prvýkrát po oligocéne sa v sedimentoch stretávame aj s bohatým výskytom heterotrofných dinoflagelát (*Selenopemphix*, *Lejeunacysta* na obr. 20), ktoré indikujú prostredie bohaté na živiny. Tieto rody spolu s predchádzajúcimi dokumentujú vývoj rozsiahlych deltových systémov v strednom bádenu vo Viedenskej panve. Zriedkavo sa vyskytli aj širomorské druhy ako *Unipontiadinium aquaeductum*, *Labyrinthodinium truncatum* a *Impagidinium* sp. (Morzadec-Kerfourn, 1977; Wall et al., 1977; Harland, 1983) a potvrdzujú pretrvávajúcu komunikáciu centrálnej Paratetýdy s mediteránom pred salinitnou krízou. Zaujímavé je, že vyslovene teplomilné rody dinoflagelát sa tu nevyskytujú, prevládajú chladnomilnejšie druhy *Lingulodinium* a *Operculodinium* (Wall et al., 1977).

Vo vrchnom bádenu sa často vyskytujú vápnené dinocysty. Všetky sú bentické hypnozygóty ležiace na dne. V ich vysoko diverzifikovanom spoločenstve dominovali jemnokryštalické morfotypy, ktoré charakterizujú podmienky vnútorného šelfu. Najviac z obliquipithonelloidných cýst malo stenu zloženú z malých kalcitových kryštálov. Korešponduje to s podmienkami mierne teplých vôd. Prevažia obliquipithonelloidných foriem nad inými morfoštruktúrnymi typmi a prítomnosť druhov *Scripsiella regalis* a *Bolboforma badenensis* (obr. 21) poukazuje na pozíciu v oblasti vonkajšieho šelfu. Stabilné podmienky životného prostredia sú odzrkadlené vo vysokej diverzite morfotypov a v miešaní autochtónnych a alochtónnych oceánskych taxónov. Trend ochladzovania indikovaný v spoločenstvách foraminifer (Hudáčková a Spezzaferri, 2002) je korelovateľný s trendom dinoflagelát, predstaveným nástupom rodov *Caracomia*, *Juergella* a *Calcigonellum* (Banasová et al., in prep.).

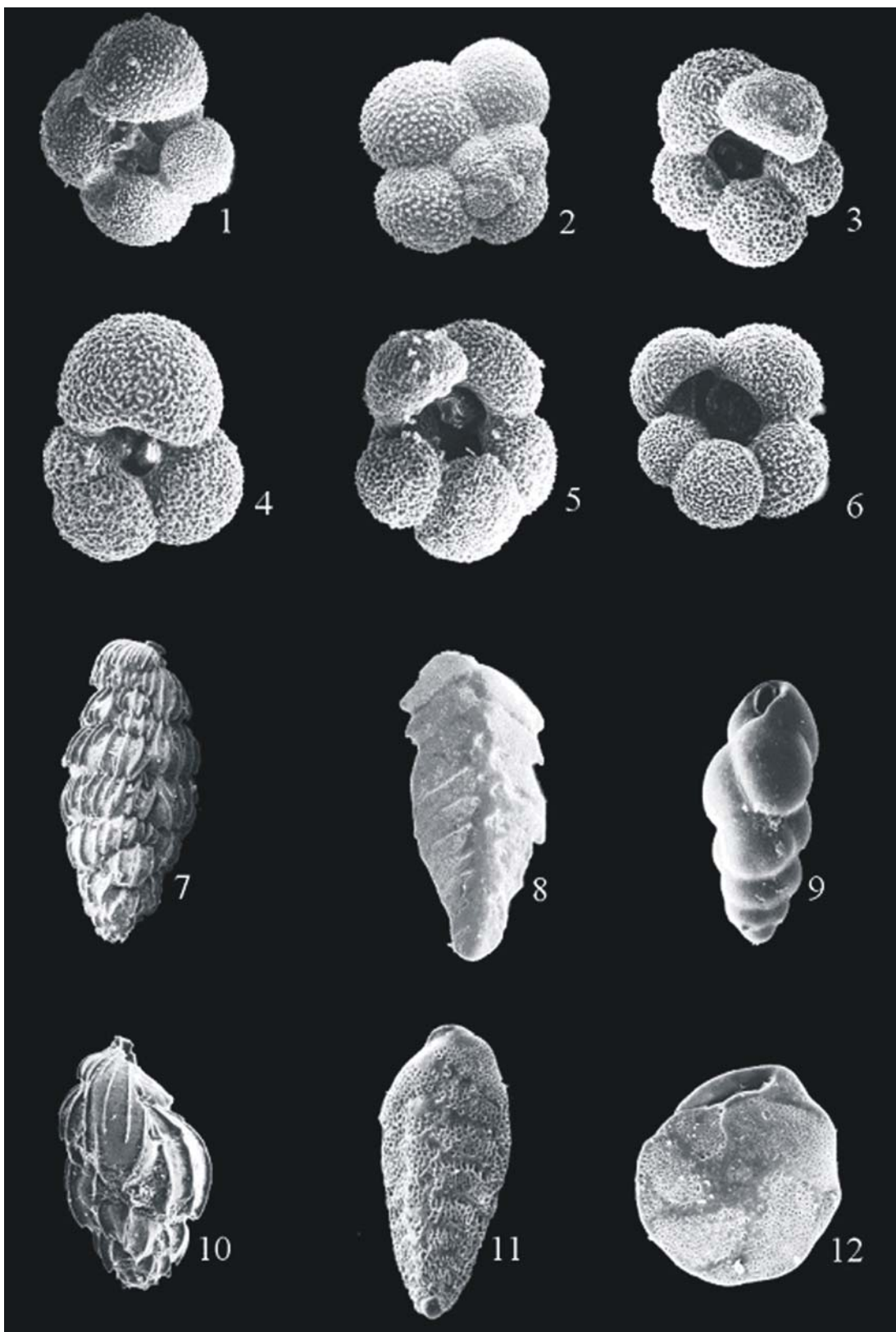
Sarmat (12,7 – 11,6 mil. r.)

Klimatické podmienky v západokarpatskej oblasti detegované štúdiom peľovej analýzy a výskytom fauny stavovcov sa v období spodného sarmatu oproti vrchnému bádenu v podstate nezmenili. Približovali sa dnešným podmienkam v subtropických oblastiach. Paleotropické taxóny zastupuje v spoločenstvách prítomná *Magnolia*, dominujú však taxóny horskej vegetácie indikujúce zvýraznenie reliéfu. Súčasne sa bežne vyskytujú aj prvky lužného lesa *Ulmus*, *Salix* a *Alnus*. Prítomnosť tráv *Poa* a výskyt halofytnej vegetácie by mohli poukazovať na rozšírenie trávnatých plôch, lúk a pobrežných maršov. Nálezy fosílií v tomto časovom horizonte dokumentujú maximálny rozmach močiarného biotopu s typickou asociáciou taxónov *Taxodiaceae* – *Nyssaceae* – *Myricaceae*, čo je v súlade s výsledkami Planderovej (1990).



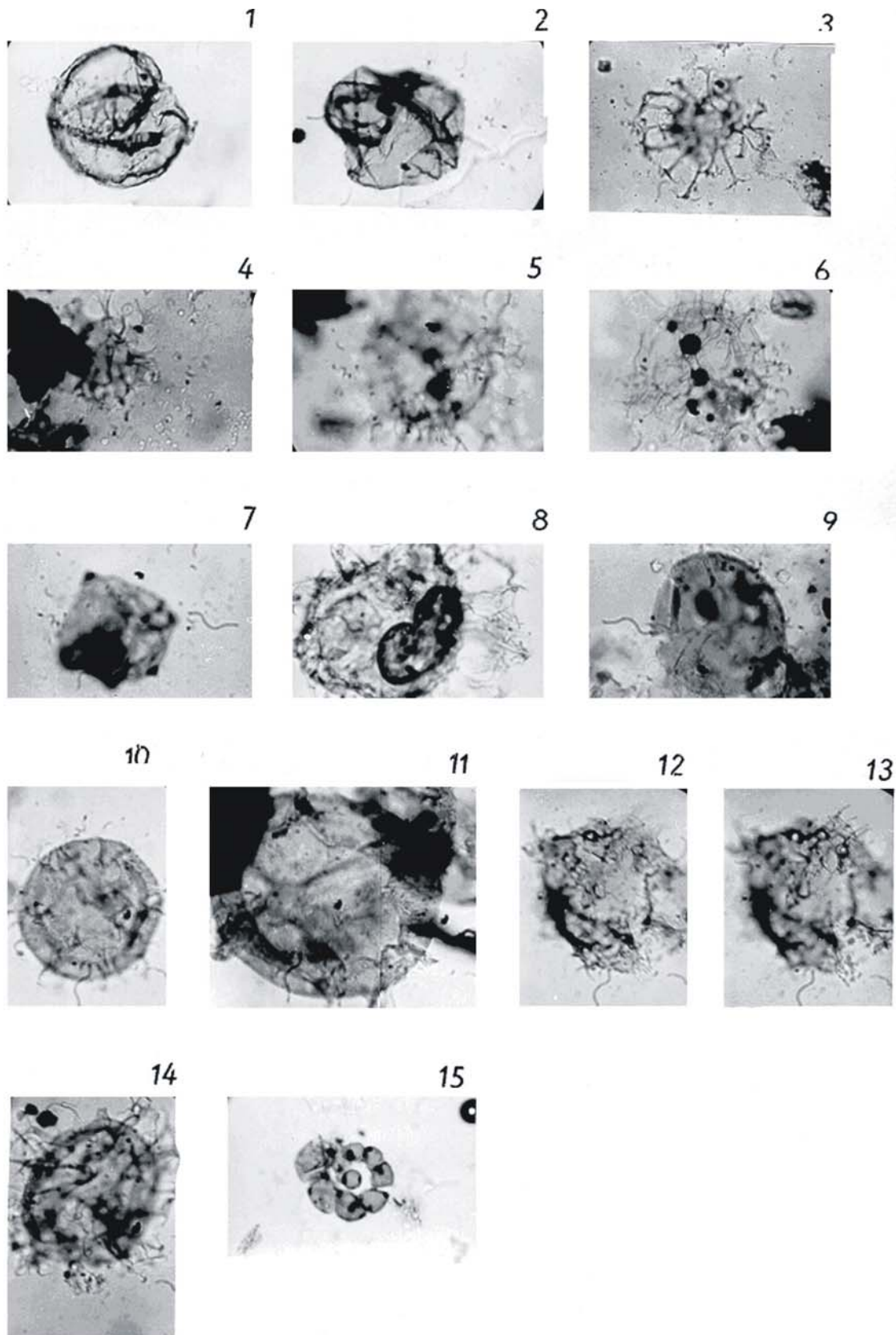
Obr. 19a Spoločenstvo bentických foraminifer vrchného bádenu.

1 – *Bulimina costata* ORB., vz. 5, Zohor, obr. 1 665, zv. 90x; 2 – *Uvigerina semiornata* ORB., vz. 5, Zohor, obr. 1 666, zv. 46x; 3 – *Uvigerina semiornata* ORB., detail pórov, vz. 5, Zohor, obr. 1 666, zv. 46x; 4 – *Uvigerina semiornata* ORB., makrosférická forma, vz. 5, Zohor, obr. 1 670, zv. 37x; 5 – *Uvigerina semiornata* cf. *brunensis* ORB., makrosférická forma, vz. 5, Zohor, obr. 1 671, zv. 73x; 6 – *Uvigerina semiornata* ORB., makrosférická forma; 7 – *Bolivina dilatata* RSS., vz. 5, Zohor, obr. 1 674, zv. 117x; 8 – *Spiroplectinella carinata* (ORB.), vz. 5, Zohor, obr. 1 678, zv. 9x, ident. 50x, detail ústia; *Spiroplectinella carinata* (ORB.), vz. 1, Zohor, obr. 1 689, zv. 37x; 10 – *Heterolepa* ex. gr. *dutemplei* (ORB.), vz. 4, Zohor, obr. 1 681, zv. 50x; 11 – *Elphidium fichtellianum* ORB., vz. 2, Zohor, obr. 1 654, zv. 77x; 12 – *Textullaria* cf. *deperdita* ORB., vz. 4, Zohor, obr. 1 675, zv. 43x; 13 – *Melonis pompilioides* ORB., vz. 3, Zohor, obr. 1 662, zv. 77x; 15 – *Melonis pompilioides* ORB., detail ústia, vz. 3, Zohor, obr. 1 663, zv. 110x.



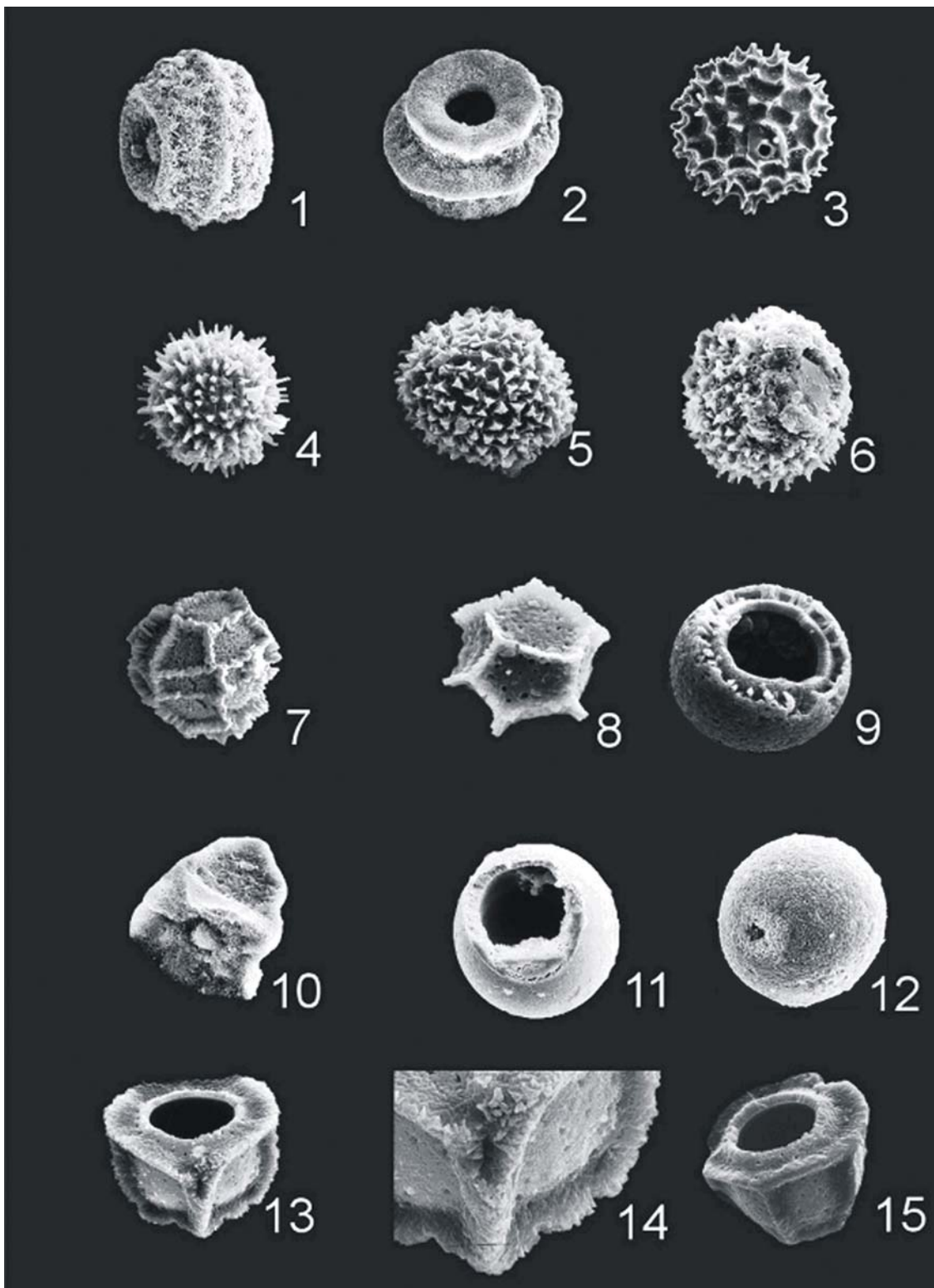
Obr. 19b Spoločenstvo planktonických a bentických foraminifer vrchného bádenu.

1 – *Globigerina bulloides*, DNV, 250, obr. 2 013; 2 – *Globigerina bulloides*, DNV, 280, obr. 2 012; 3 – *Globigerina bulloides*, DNV, 280, obr. 2 019; 4 – *Globigerina praebulloides*, DNV, 390, obr. 2 017; 5 – *Globigerina concinna*, DNV, 340, obr. 2 010; 6 – *Globigerina diplostoma*, DNV, 310, obr. 2 022; 7 – *Pappina neudorfensis*, DNV, 180, obr. 2 025; 8 – *Bolivina dilatata maxima*, DNV, 280, obr. 2 027; 9 – *Bulimina elongata*, DNV, 240, obr. 2 027; 10 – *Uvigerina bellicostata*, DNV, 250, obr. 2 023; 11 – *Bolivina dilatata*, DNV, 310, obr. 2 022b; 12 – *Cassidulina laevigata carinata*, DNV, 570, obr. 2 024.



Obr. 20 Spoločenstvo organostenných dinocýst stredného bádenu.

1 – *Selenopempyx nephroides*, vz. Se. 5 x 500; 2 – *Selenopempyx nephroides*, vz. Se. 5 x 500; 3 – *Reticulosphaera acticoronata*, vz. Se. 2 x 500; 4 – *Reticulosphaera acticoronata*, vz. Se. 5 x 500; 5 – *Spiniferites pseudofurcatus*, vz. Se. 2 x 500; 6 – *Spiniferites pseudofurcatus*, vz. Se. 2, fokus na spodnú časť jedinca, 500x; 7 – *Lejeunacysta mariea*, vz. Se. 1 x 500; 8 – *Evittosphaerula* sp., vz. Se. 4 x 500; 9 – *Achomosphaera ramulifera*, vz. Se. 1 x 500; 10 – *Spiniferites bentorii*, vz. Se. 1 x 500; 11 – *Spiniferites bentorii*, vz. Se. 1 x 500; 12 – *Apectodinium* sp. cf. *homomorphum*, vz. 7, redepozit eocénu, 500x; 13 – *Apectodinium* sp. cf. *homomorphum*, vz. 7, iný fokus, 500x; 14 – *Spiniferites* cf. *Elongatus*, vz. Se. 1 x 500; 15 – výstelka foraminifery, vz. Se. 1 x 500. Se = vrt Sekule, vek – stredný bádenu.



Obr. 21 Spoločenstvo vápnitých dinocýst vrchného bádenu.

1 – *Bicarinellum* sp. A, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 4. 2 000x; 2 – *Bicarinellum* sp. B, Devínska Nová Ves – Tehelňa, vzorka 5. 2 000x; 3 – *Bolboforma badenensis* SZCZECURA, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 20. 800x; 4 – *Scripsiella regalis* (GAARDER), JANOFKÉ, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 10. 3 300x; 5 – *Scripsiella trochoidea* (VON STEIN) LOEBLICH III, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 3. 3 200x; 6 – *Rhabdothorax* (KAMPTNER), Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 6. 3 200x; 7 – *Calciodinellum operosum*, Stupava (vrt HGP-3), vzorka 6. 3 200x; 8 – *Calciodinellum limbatum* (DEFLANDRE) KOHRING, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 10. 3 500x; 9 – *Caracomia arctica* forma *duplicata*, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 20. 2 600x; 10 – *Calcicarpinum perfectum* VERSTEEGH, 1993, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 6. 3 200x; 11 – *Pirumella multistrata carteri* (BOLLI) WILLIAMS, LENTIN et FENSOME, Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 5. 3 000x; 12 – *Pirumella edgari* (BOLLI), Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 6. 2 500x; 13 – *Juergenella remanei* (Banasová a Reháková, in prep.), Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 20. 2 900x; 14 – *Juergenella remanei* n. sp., Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 20. 6 500x; 15 – *Juergenella remanei* (Banasová a Reháková, in prep.), Devínska Nová Ves – tehelňa, vzorka 20. 3 000x.

V období vrchného sarmatu sa v palynospektre znižuje percentuálne zastúpenie paleotropických prvkov. Dominujú prevažne opadavé taxóny s ojedinele prítomnými termofilnými zástupcami *Engelhardia*, *Ilex* a *Castanopsis*, naznačujúce mezofytický les subtropického pásma s ojedinelým zastúpením stálezelených prvkov (tab. 6).

Tab. 6 Klimatické pomery odvodené z peľovej analýzy sedimentov vrchnosarmatského veku z Viedenskej panvy.

Priemerná ročná teplota (MAT)	15,7 – 19,4 °C
Teplota v najchladnejšom mesiaci (CMT)	3,8 – 12,5 °C
Teplota v najteplejšom mesiaci (WMT)	24,7 – 27,9 °C
Priemerné ročné zrážky (MAP)	823,0 – 1 520,0 mm
Zrážky v mesiaci najbohatšom na zrážky (WtMP)	204,0 – 245,0 mm
Zrážky v najsuchšom mesiaci (DMP)	8,0 – 45,0 mm
Zrážky v najteplejšom mesiaci (WMP)	79,0 – 175,0 mm

Nad'alej je dominantná horská vegetácia zastúpená taxónmi *Picea*, *Tsuga*, *Abies* a *Cedrus*, ktorých peľové zrnká majú veľkú doletovú vzdialenosť, až do 100 km. Zo zloženia spektra je zrejмый ústup až zánik močiarného biotopu a absencia halofytnej vegetácie s *Chenopodiaceae*. Takmer bez zmeny zostáva zachovaný lužný les s *Ulmus*, *Salix* a *Alnus* a trávami *Poaceae*, ktorý nahradil ustupujúci močiarny biotop na pobreží sedimentačného priestoru.

Biotopy terestrického prostredia Západných Karpát okrem rastlín dokresľujú aj nálezy fosilnej fauny stavovcov. Zo sarmatu sú známe sporadické nálezy pochádzajúce z okraja Viedenskej panvy, oblasti stredoslovenských neovulkanitov a okraja Východoslovenskej panvy, ktoré dokumentujú klimatické pásmo podobné pásmu vo vrchnom bádene s rozdielnymi biotopmi.

Nálezisko Dúbravská hlavica sa nachádza pri Bratislave, približne 1 km juhovýchodne od Štokeravskej vápenky. Lokalitu tvoria sarmatské ílovité sedimenty uložené na vrchnobádenských morských pieskoch s fosilnými ulitníkmi rodov *Turitella* a *Comus* (sandberské vrstvy). V sarmatských íloch sa našli aj skamenené zvyšky nosorožca rodu *Brachypotherium* (Holec a Sabol, 1996).

Magnezitový lom Bankov je situovaný na severozápadnom okraji mesta Košice. Vulkanosedimentárna výplň puklín v karbónskych karbonátoch obsahovala vzácné fosilie cibetkovitej šelmy *Lophocyon carpathicus* a bližšie neurčené zvyšky mastodontov, ktoré žili v zalesnených až trávnatých oblastiach. Na základe týchto nálezov Fejfar et al. (1987) predpokladajú sarmatský vek krasových výplní (astarak, zóna MN7 – 8).

Akvatické, morské prostredie centrálnej Paratetydy počas sarmatu charakterizuje pokles salinity a špecifické zloženie brakickej morskej vody. Znižovanie salinity, ktoré spôsobilo vymieranie stenohalinných skupín živočíchov koncom bádenu (koraly, rádiolárie, stenohalinné druhy mäkkýšov, foraminifer, vápnitých nanofosilií a lastúrníček), umožnilo rozvoj euryhalinných foriem, ktoré dali základ vzniku mnohých endemických druhov a špecifických ekofenotypov.

V sarmate sa vytvorilo mimoriadne rozčlenené plytké epikontinentálne more s množstvom dočasných spojení, aj keď s relatívne uniformnými podmienkami (Rögl,

1998). Sarmatské more sa rozprestieralo od Álp na západe až po Aralské more na východe. Vyznačovalo sa zmenu zloženia vody na morskú vodu s vysokou alkalinitou presýtenú karbonátmi (Pisera, 1996). Oblasť centrálnej Paratetydy občasne komunikovala s Východnou Paratetydou, pričom sa predpokladá jej epizodické spojenie s mediteránom (Paramonova, 1994).

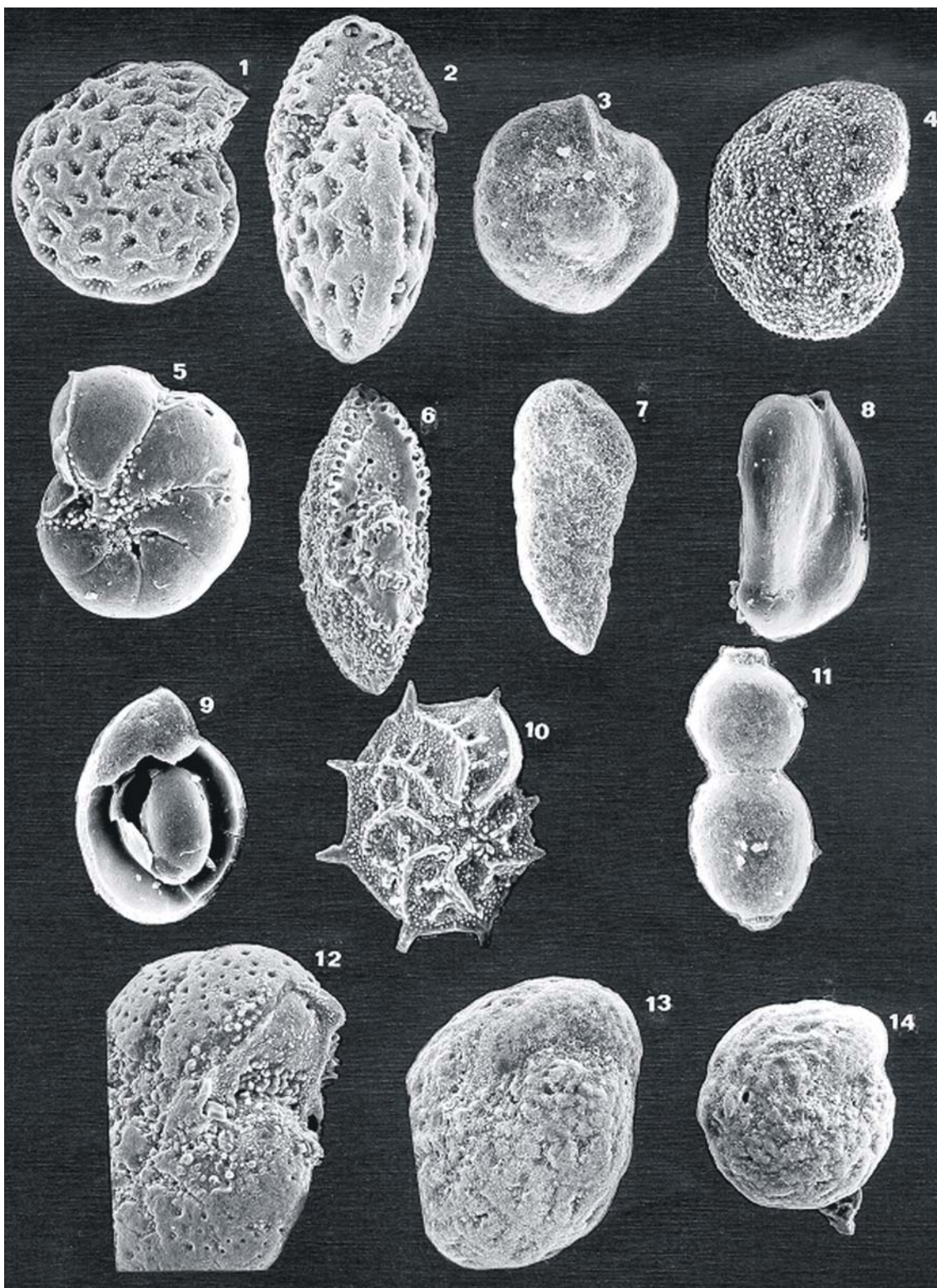
Predkami sarmatskej fauny mäkkýšov sú niektoré euryhalinné bádenské rody a druhy mäkkýšov, ktoré sa vyskytovali ešte v spodnom sarmate (*Clavatula*, *Gastrana*, *Parvilucina*, *Ocinebrina* a *Polinices*), hoci optimum svojho rozvoja dosiahli v morskom prostredí neskorého bádenu a v brakickom prostredí prežili len ako relikty.

Sarmatská fauna mäkkýšov v porovnaní s bádenskou obsahuje menšie množstvo rodov a druhov. Významný pre ňu je masový rozvoj určitých taxónov, ktorý bol podmienený vytvorením optimálnych životných podmienok uvoľnením ekologických ník po vymretých stenohalinných druhoch. Z gastropód to boli rody *Mohrensternia*, *Potamides*, *Pirenella*, *Cerithium* a *Calliostoma* a z bivalvií rody *Ervilia*, *Mactra*, *Irus* a *Donax*. Uvedené taxóny postupne rozširovali svoj životný areál. Vznikali nové rody a druhy, čo bolo výsledkom evolučných zmien podmienených adaptívnou radiáciou.

Evolúcia rodu *Mohrensternia* je spojená s biogeografickou históriou Paratetydy počas sarmatu. Zástupcovia tohto rodu sa objavili už v bádene. Maximálna diverzita rodu *Mohrensternia* v centrálnej Paratetyde však zároveň koinciduje s maximom transgresie v spodnom sarmate. Zástupcovia uvedeného rodu preferovali pokojné prostredie s pelitickou sedimentáciou (Kowalke a Harzhauser, 2004). Vo vrchnom sarmate dosiahli maximálny rozvoj zástupcovia rodu *Mactra*, ktorí sú veľmi dobrým príkladom adaptívnej radiácie. Z druhu *Mactra eichwaldi* sa vyvinuli tri druhy prispôbené životu v rôznych prostrediach, a to *Mactra vitaliana*, ktorá obývala plytké dynamické prostredie, *Mactra podolica* preferujúca plytké pokojné prostredie a *Mactra andrusovi*, ktorá žila v hlbokovodnom prostredí (Kojumdgieva, 1970).

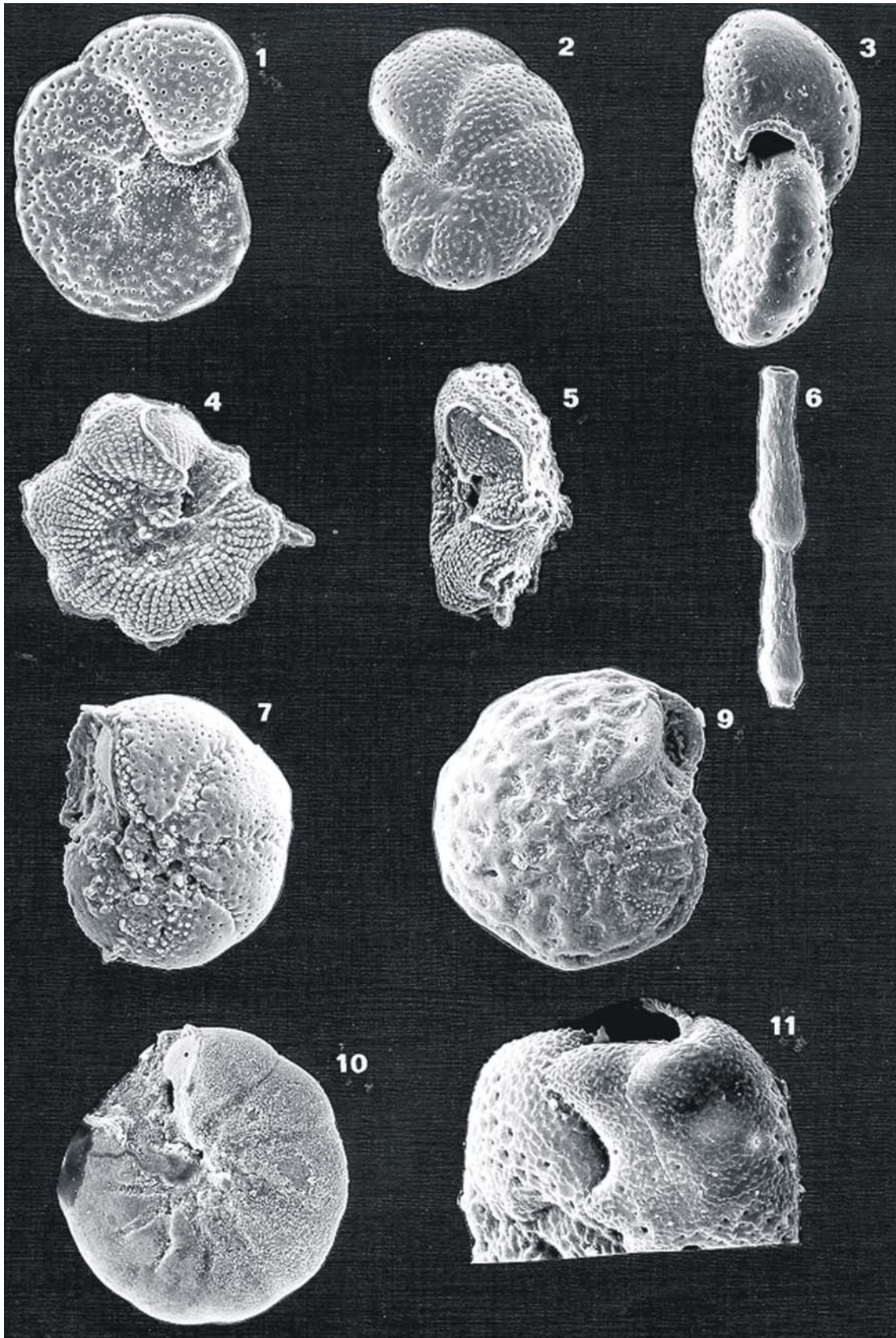
Začiatok sarmatskej sedimentácie charakterizujú usadeniny nízkeho stavu hladiny s foraminiferami *Articulina sarmatica*, *Elphidium aculeatum*, *Elphidium reginum*, *Elphidium macellum*, *Elphidium crispum* a *Elphidium josephinum* (obr. 22, 23). Na báze sú často obohatené redepozitmi vrchnobádenskej mikrofauny vzhľadom na eróziu starších sedimentov (Jiríček, 1988; Hudáčková a Kováč, 1993), prípadne sa v nich prejavujú znaky anoxie pri dne, dokumentované vývojom monospoločenstiev s *Anomalina badensis* (obr. 23), (Hudáčková a Kováč, 1993). Okrem Viedenskej panvy je tento event zaznamenaný aj v sedimentárnom zázname Východoslovenskej panvy, v stretavskom súvrství (Švagröský, 1960).

Foraminifery spodného sarmatu spolu s lastúrníčkami (*Cytheridea hungarica*, *Aurila merita*, *Aurila mehesi*, *Loxocorniculum* aff. *quadrituberculatum*) dokumentujú vo všetkých západokarpatských panvách podobný brakický vývoj dobre okysličeného plytkého priestoru s maximálnou hĺbkou do 40 m (zóna *Elphidium reginum*, Cicha et al., 1975). Na základe prítomnosti sladkovodných až miomiezohalinných rodov ostrakód (*Ilyocypris*, *Pseudocandona*) a zelených sladkovodných až oligohalinných rias (*Characeae*) možno depozičné prostredie definovať ako



Obr. 22 Spoločenstvo benthických foraminifer sarmatu.

1 – *Elphidium macellum* (FICHT et MOLL), vz. Šir. diely 21, obr. 5 664, zv. 180x; 2 – *Elphidium macellum* (FICHT et MOLL), vz. Šir. diely 21, obr. 5 666, zv. 230x; 3 – *Miliolina* sp., vz. A47, obr. 4 275, zv. 380x; 4 – *Elphidium* cf. *reussi* MARKS, vz. Zadné dielce 16, obr. 5 706, zv. 170x; 5 – *Haynesina depressulum* (WALKER et JACOBS), vz. Široké diely 21, obr. 5 673, zv. 330x; 6 – *Elphidium* cf. *reussi* MARKS, detail ústia, vz. Zadné dielce 16, obr. 5 707, zv. 210x; 7 – *Bolivina* cf. *sarmatica* DIDKOVSKIJ, vz. Široké diely 21, obr. 5 678, zv. 180x; 8 – *Miliolinella* aff. *elongata* KRUIT, vz. A29, obr. 4 273, zv. 313x; 9 – *Quinqueloculina akneriana rotundata* ORB., vz. A33, obr. 4 276, zv. 320x; 10 – *Elphidium josephinum* (ORB.), vz. A47, obr. 4 388, zv. 210x; 11 – *Ortomorphina dina* (VENGL.), vz. A43, obr. 4 217, zv. 260x; 12 – *Porosononion* ex gr. *granosum* (ORB.), vz. Zadné dielce 16, obr. 5 668, zv. 220x; 13 – *Elphidium* cf. *hauerinum* ORB., vz. Široké diely 21, obr. 5 672, zv. 220x; 14 – *Elphidium* cf. *hauerinum* ORB., vz. Široké diely 21, obr. 5 671, zv. 190x.



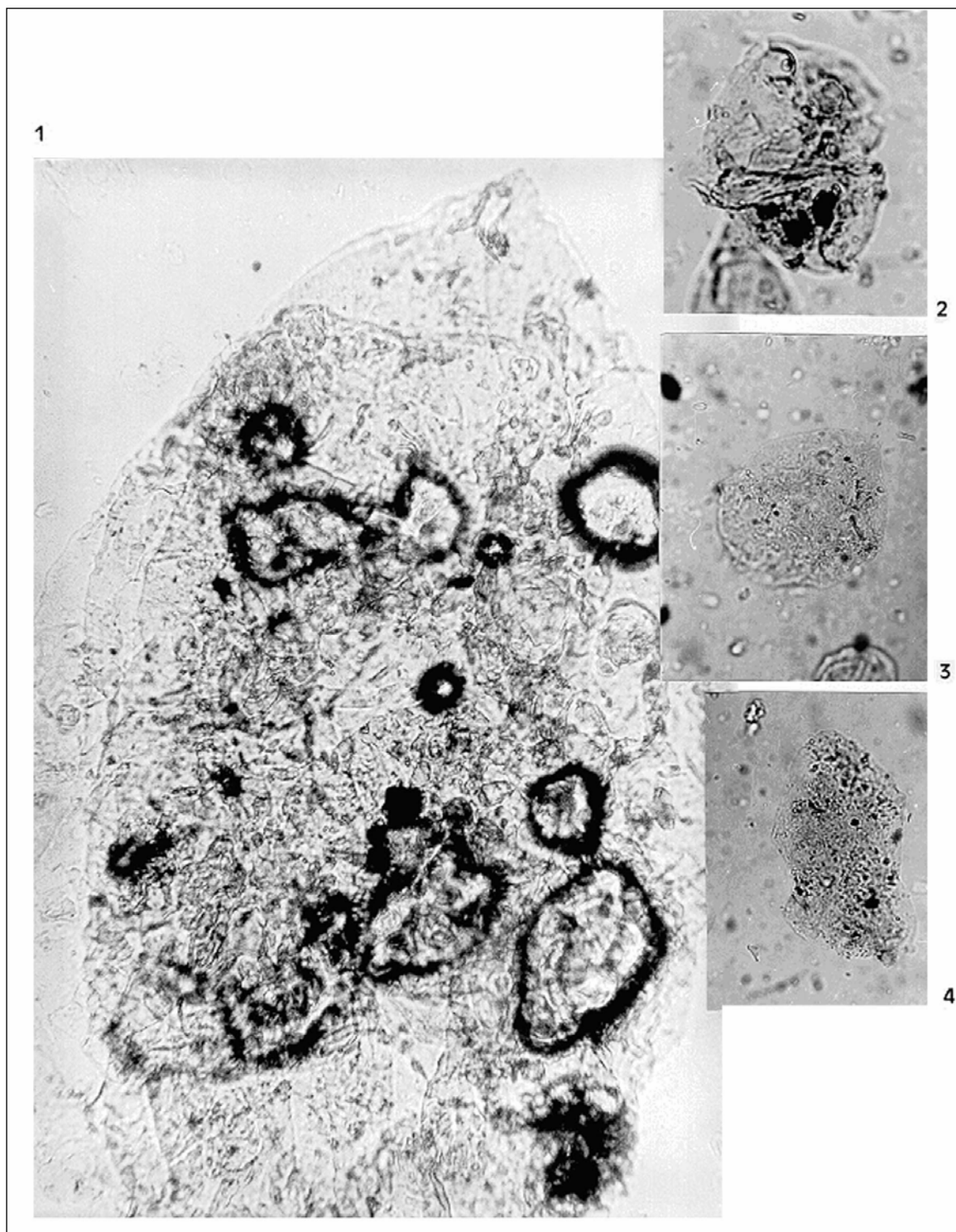
Obr. 23 Spoločenstvo bentických foraminifer spodného sarmatu.

1 – *Anomalina badensis* (ORB.), vz. A43, obr. 4 231, zv. 200x; 2 – *Anomalina badensis* (ORB.), vz. A43, obr. 4 232, zv. 200x; 3 – *Anomalina badensis* (ORB.), pohľad na ústie, obr. 4 223, zv. 200x; 4 – *Schackoinella imperatoria* (ORB.), vz. A47, obr. 4 687, zv. 190x; 5 – *Schackoinella imperatoria* (ORB.), vz. A47, obr. 4 688, zv. 190x; 6 – *Articulina* sp., vz. A47, obr. 4 184, zv. 110x; 7 – *Porosonion* cf. *granosum* (ORB.), vz. Zadné dielce 16, obr. 5 683, zv. 190x; 9 – *Elphidium rugosum* (ORB.), 21, vz. Široké diely, obr. 5 692, zv. 90x; 10 – ?*Bucella* sp., 21, vz. Široké diely, obr. 5 692, zv. 90x; 11 – *Bolivina* sp., vz. Široké diely, obr. 569.

brachyhalinné (16,5 – 30 ‰), s občasným zásahom riečnych kontinentálnych vôd v oblastiach delť. Spoločenstvá foraminifer Východoslovenskej panvy sú ovplyvnené vulkanizmom, často sa vyskytujú aberantné jedince a monospoločenstvá.

Krátke obnovenie morského spojenia s oblasťou Východnej Paratetydy koncom spodného sarmatu definovaného výskytom *Elphidium hauerinum* (zóna *Elphidium*

hauerinum; Grill, 1941) môže byť potvrdené výskytom spoločenstva foraminifer s *Bolivina sarmatica* a morským nanoplanktómom s dominanciou *Rhabdosphaera sicca*, *Sphenolithus abies*, *Syracosphaera pulchra*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Holodiscolithus macroporus*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera walberdorfensis* a *Coccolithus pelagicus*, identifikovaným vo Viedenskej, ako aj v Dunajskej panve (tab. 3).



Obr. 24 Spoločenstvo organostenných dinoflagelát spodného sarmatu.

1 – dinoflagelát sp. indet. aff. *Leiosphaera* sp., 1 000x; 2 – dinoflagelát sp. indet. aff. *Dinogymnium* sp., 500x; 3, 4 – dinoflagelát sp. indet. aff. *Leiosphaera* sp. 1, sp. 2, 500x. Vrt – JV 8 – 9 m – Záhorská Bystrica, vek – spodný sarmat.

Vrchný sarmat vo Viedenskej panve reprezentujú usadeniny skalického súvrstvia vystupujúce napríklad v odkryve pri železničnej stanici v Skalici. Zastúpené su tu žltosivé piesky s polohami pieskocov s bohatou faunou mäkkýšov (gastropód a bivalvií). Z gastropód boli určené druhy *Pirenella picta mitralis* EICHWALD, *Hydrobia elongata*, *Acteocina lajonkaireana* atď. Z bivalvií sa vyskytovali druhy *Ervilia dissita podolica*, *Irus dissitus*, *Musculus sarmaticus* (Fordinál a Zlinska, 1998). Vo vrchnom sarmate pokračoval rozvoj brachyhalinnej fauny ostrakód, ktorú predstavujú predovšetkým rody *Aurila*, *Neocyprideis* a *Leptocythere* s. l. Postupne sa rozvíjal rod *Hemicytheria* transformáciou z rodu *Aurila* (Jiríček, 1983; Cernajsek, 1974).

Foraminifery vrchného sarmatu (zóna *Elphidium hauerinum* a *Porosonion granosum*; Grill, 1941) dokumentujú veľmi plytkovodné prostredie, do hĺbky 10 m, s bahnitými brehmi porastenými riasami alebo príbrežnou vegetáciou.

Spoločenstvá vápnnitého nanoplanktónu v usadeninách sarmatu sú veľmi špecifické. Charakteristické pre ne sú horizonty, v ktorých je dominantne zastúpený jeden, prípadne dva druhy. Vo vrchnosarmatských usadeninách Viedenskej a Dunajskej panvy sa zistil horizont s monosociáciou (akmé) *Braarudosphaera bigelowii parvula* a druhý s akme *Sphenolithus abies*. Tieto horizonty umožňujú vyčlenenie zón akme, ktoré odrážajú zmenu režimu sedimentácie v bazéne (ekozóny).

V usadeninách sarmatu sa vyskytujú najmä reponované dinoflageláty bádenu, veľmi zriedkavo boli identifikované chladnomilné rody ako *Oligosphaeridium* a *Operculodinium*. Na báze spodnosarmatského vrstvového sledu sa vyskytujú, podobne ako v prípade spoločenstiev foraminifer, monospoločenstvá, napríklad s *Leiosphaera* sp. (obr. 24), ktorá poukazuje na stresové podmienky vo Viedenskej panve.

Vrchný miocén – pliocén (11,6 – 1,8 mil. r.)

Vrchný miocén (panón a pont, 11,6 – 5,3 mil. r.) z geodynamického hľadiska charakterizuje skončenie subdukcie v čele Západných Karpát spojené s výzdvihom akrečnej prizmy flyšového pásma. Aktívna subdukcia pretrvávala naďalej len v oblasti Východných Karpát. Jej vplyv (ťah) sa prejavil predovšetkým začiatkom panónu ďalšou, „druhou fázou“ širokého riftingu mikroplatní v oblasti zaoblúkového priestoru, ktoré boli spojené od stredného miocénu.

Paleogeografickú situáciu v čele orogénu charakterizuje zánik predhlbne pred čelom Západných Karpát, jej depocentrá sa sťahujú na juhovýchod do čela Východných Karpát (Jiríček, 1979; Meulenkamp et al., 1996).

Vývoj panónskeho zaoblúkového systému panví v tomto období kontrolovala termálna subsidencia nad vykľutím plášťového diapíru spojená s postupným zaplňaním rozsiahleho panvového systému. Sedimentáciu v jednotlivých depocentrách sprevádzal bazaltový vulkanizmus (Lankreijer et al., 1995; Kováč, 2000; Konečný et al., 2002).

Depozičné centrá, jednotlivé panvy panónskeho zaoblúkového systému, vo vrchnom miocéne až pliocéne vznikali v extenznom režime (Vass et al., 1988, 1993; Tari

et al., 1992; Fodor, 1995; Kováč et al., 1998a; Konečný et al., 2002). Išlo predovšetkým o panvy generované extenziou nad chladnúcim plášťovým diapírom, alebo to boli panvy viazané na horizontálne posuny na predisponovaných tektonických zónach umožňujúcich čiastkové pohyby (uvoľnenie napätia) generované nehomogénnym charakterom litosféry a kôry v rámci karpatsko-panónskeho systému. Prevládajúcim typom vrchnomiocénnych a pliocénnych depocentier boli flexúrne panvy bez výrazného zlomového porušenia (okrem okrajov), hoci predovšetkým v spodnom panóne, ale aj v pliocéne, sa do procesu formovania panví zapojili aj horizontálne posuny a tým umožnili aj vznik panví/depocentier typu pull-apart (Kováč, 2000).

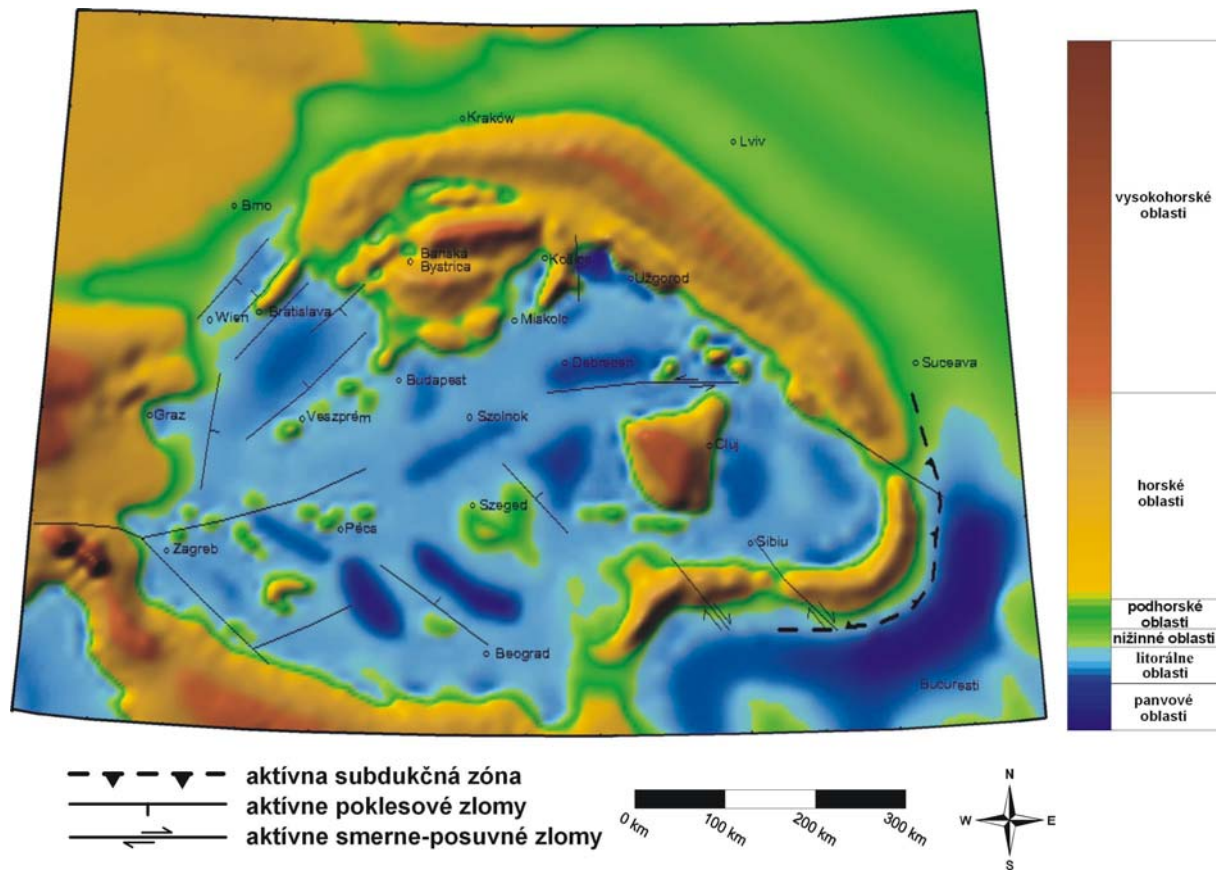
Už počas panónu, predovšetkým však koncom pontu a v pliocéne (5,3 – 1,8 mil. r.), nastúpilo štádium tektonickej inverzie, dobre zaznamenané vo vývoji Západných Karpát zrýchleným výzdvihom pohorí a skončením subsidencie v neogénnych panvách (Horváth, 1993, 1995; Horváth a Cloetingh, 1996). Výzdvih Západných Karpát vo vrchnom miocéne a pliocéne bol ovplyvnený predovšetkým izostatickým výzdvihom, dokumentovaným v sedimentárnom zázname často uhlovou diskordanciou alebo eróziou starších usadenín pred depozíciou panónskych alebo mladších sedimentov.

Model vrchnomiocénnej paleogeografie – teda rozloženia súši a vodných mäs centrálnej Paratetýdy (obr. 25) – dokumentuje zánik predhlbne, výzdvih karpatského oblúka vrátane flyšového pásma vonkajších Karpát a maximálnu záplavu v panónskom zaoblúkovom priestore (Magyar et al., 1999). Najvýznamnejšie paleogeografické zmeny v tomto období sa obmedzujú na oblasť zaoblúkového systému panví, ktoré sa postupne zaplňali usadeninami transportovanými riekami z výzdvihujúcich sa pohorí. Sedimentačné prostredie sa postupne menilo z hlbokovodného brakického na plytkovodné a jazerné vzhľadom na izoláciu „centrálnej Paratetýdy“ – Panónskeho jazera – od Východnej Paratetýdy. Na severnom okraji rozľahlého jazera sa v čoraz väčšej miere uplatňovalo prostredie močarísk, maršov a deltových systémov. Ústup pobrežnej čiary mal za následok v západokarpatskej oblasti zmenu jazerného prostredia na aluviálne ešte vo vrchnom panóne. V pliocéne sa v tyle západokarpatského orogénu vytvorila rozsiahla oblasť nížin. Významnejšie morfológické elevácie tvorili len jadrá niektorých pohorí, dnes situovaných na území Maďarska (Zadunajské stredohorie, Bükk atď.), a vulkanity.

Spojenie Panónskeho jazera s Východnou Paratetýdou počas panónu sa predpokladá cez Transylvánsku panvu a oblasť čiernomorského pobrežia v Rumunsku. V stratigrafickom zázname neogénnych panví Západných Karpát o tomto vplyve uvažujeme počas maximálnej záplavy v panónskej zóne E (sensu Papp, 1951), keď sa objavil bohatý fytoplanktón.

Magyar et al. (1999) rekonštruovali paleogeografickú evolúciu Panónskeho jazera a vyčlenili 3 hlavné etapy jeho vývoja. Iniciálny stupeň s nízkou hladinou vody vyústil do izolácie od mora približne pred 12 mil. r. a pravdepodobne viedol k dočasnej fragmentácii jazera.

Ako ďalšia etapa nasledovala postupná transgresia vrcholiaca približne pred 9,5 mil. r. Po nej nasledovala posledná etapa jeho zaplňania a postupnej premeny na



Obr. 25 DEM model palinspastickej mapy alpsko-karpatsko-panónsko-dinaridnej oblasti počas panónu.

aluviálne planiny, sprevádzaná ústupom pobrežnej línie smerom na juh (obr. 26), ktorá pretrvávala až do pliocénu.

Vzhľadom na to, že spojenie s mediteránom sa prerušilo a spojenie s Východnou Paratetýdou bolo len občasné, použitie sekvenčnej stratigrafie, resp. korelácia lokálnych zmien hladiny na severnom okraji Panónskeho jazera s globálnymi zmenami morskej hladiny je možná len čiastočne.

Architektúru výplne západokarpatských panví výrazne ovplyvnili zmeny paleogeografie počas panónu. Z hľadiska sekvenčnej stratigrafie a vývoja depozičných systémov závislých od rýchlosti sedimentácie danej množstvom prinášaného klastického materiálu do panvy a kapacity akomodáčného priestoru môžeme celkovo sukcesiu panónskych usadenín charakterizovať na začiatku prevahou deltových facií (zóny A – C; sensu Papp, 1951). Tie smerom do nadložia prechádzajú do vývojov s prevahou panvových facií (zóny D, E). Terminálnu časť výplne tvoria lagunárne a jazerné faciie s uhoľnou sedimentáciou (zóny F – H). Nadložné usadeniny pliocénneho veku prevažne charakterizuje aluviálne prostredie.

Pogacsas a Seifert (1991) považovali usadeniny vrchného sarmatu za usadeniny nízkeho stavu hladiny. V tomto prípade by báza panónskych usadenín reprezentovala novú transgresívnu fázu. Na niektorých miestach to dokladá aj erozívna hranica medzi sarmatskými a panónskymi usadeninami. Na základe štúdia parasekvencií v spodnopanónskych sedimentoch (zóny A – B)

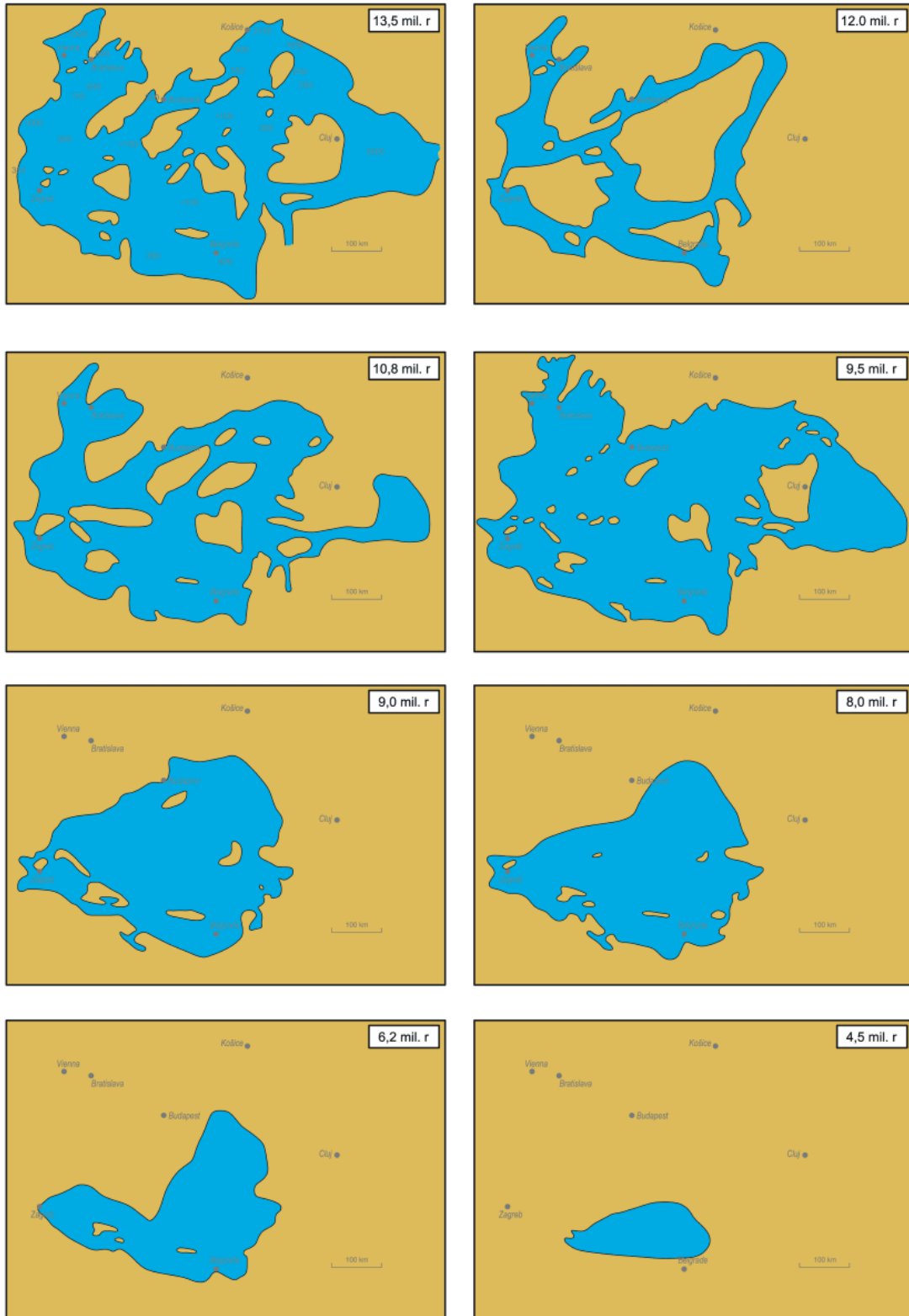
sa však dajú tieto usadeniny považovať za usadeniny „opadania hladiny“ (falling stage) na konci vysokého stavu, ale aj za usadeniny nízkeho stavu hladiny (sensu Harzhauser et al., 2004). V rámci cyklu TB 2.6 globálnej zmeny hladiny (sensu Haq et al., 1988; Haq, 1991) by sa mali usadiť sedimenty spodného panónu zaradované do zóny A a B na konci cyklu sarmat – spodný panón, pričom by patrili ku končiacemu sa „sarmatskému cyklu“ zmien hladiny ako usadeniny obdobia opadajúcej hladiny. Začiatok nového „panónskeho cyklu“ tretieho rádu, ktorý môžeme porovnať s cyklom TB 3.1 (10,5 – 8,2 mil. r.; sensu Haq et al., 1988; Haq, 1991), sa začína usadeninami nízkeho stavu hladiny (zóna C) reprezentovaného piesčitým vývojom progradujúcich delť (veľký panónsky piesok), usadeným často nad výrazným erozívnym povrchom, a pokračuje transgresiou a vysokým stavom hladiny v zóne D (Kováč et al., 1998b).

Deltové laloky piesčitých usadenín zóny C, často na báze s erozívnym rozhraním, patria už jednoznačne k traktu nízkeho stavu hladiny. Nasledujúca transgresia na báze zóny D bola spojená s migráciou nových druhov fauny mäkkýšov (zmena fauny „malých kongérií“ na faunu „veľkých kongérií“). Nadložné usadeniny vysokého stavu hladiny vykazujú zníženie hrúbky vrstiev smerom do panvy.

Erozívnym povrchom v usadeninách zóny D doložený len na niektorých miestach poukazuje na začiatok ďalšieho cyklu zmeny hladiny v rámci panónskych usadenín. Väčšinou ide o povrch typu SB 2, teda pomerne zle ale-

bo vôbec neidentifikovateľné rozhranie, nad ktorým sú zväčša prodeltové usadeniny nízkeho stavu hladiny. Tie smerom nahor prechádzajú do transgresívnych usadenín malej hrúbky a sedimentov vysokého stavu hladiny v zóne E, reprezentovaných siltovo-ílovitou faciou (Kováč et al., 1998b; Harzhauser a Mandić, 2004). Povrch maximálnej záplavy v nich dokumentuje horizont boha-

tý na fytoplanktón. Objavuje sa vápnitý nanoplanktón zóny NN9 a bohaté spoločenstvá dinocýst. Doteraz opísané relatívne zmeny hladiny v spodnom panóne a v časti vrchného panónu (strednom panóne), ktoré reprezentujú cyklicitu štvrtého rádu, považujeme za jeden cyklus tretieho rádu, korelovateľný so zmenou hladiny Tor-1 (11,6 až 9,3 mil. r.; sensu Hardenbol et al., 1998).



Obr. 26 Migrácia pobrežnej línie Panónskeho jazera podľa Magyara et al. (1999).

Vo vrchnej časti panónskej zóny E sa nachádza erozívny povrch a hiát na okraji panvy poukazuje na pokles hladiny. Usadeniny nízkeho stavu hladiny smerom do nadložia prechádzajú do transgresívnych usadenín zóny F. Usadeniny vysokého stavu hladiny obsahujú uhoľné sloje a je citeľné postupné zaplňanie akomodačného priestoru.

Na konci zóny F sú zachované usadeniny klesajúcej hladiny a nízkeho stavu. Panónske zóny G – H (pôvodne považované za pont) sa môžu interpretovať s určitými výhradami ako sedimenty nízkeho stavu, transgresie a vysokého stavu hladiny – s ktorým dávame do súvisu anoxické modré íly bez zachovaných zvyškov fauny.

Relatívne zmeny hladiny počas zóny F, ako aj nasledujúce zmeny v panónskej zóne G – H považujeme za zmeny štvrtého rádu. Tvoria dohromady druhý, vrchno-panónsky cyklus Tor-2 (9,3 – 7,2 mil. r.; sensu Hardenbol et al., 1998).

Sedimentárny záznam západokarpatských panví dobre dokumentuje postupnú izoláciu a zaplňanie rozsiahleho akvatického sedimentačného priestoru zaoblúkovej panvy počas vrchného miocénu. Pliocénne depocentrá sú obmedzené len na subsidujúce oblasti a ich výplň reprezentujú prevažne aluviálne usadeniny (Kováč, 2000).

Vrchnomiocénne depozičné systémy charakterizuje rozmanitosť facií (obr. 27), od usadenín alúvií, nadvodnej časti a svahu delty, prostredia prodelty po panovú a plytkovodné pobrežné, klastické alebo karbonátové vývoje (sladkovodné vápence hlavinských vrstiev). Pliocénne usadeniny okrem charakteristických aluviálnych facií sa vyznačujú tvorbou rubifikovaných paleopôd (Šarinová, 2004).

Zdrojom panónskych usadenín neogénnych panví západokarpatskej oblasti boli predovšetkým erodované staršie horninové komplexy, ale aj staršie miocénne sedimenty. Klastický materiál transportovali rieky z vyzdvihnutých oblastí vonkajších, centrálnych a vnútorných Karpát na severe a východe, na západe zo zdvíhajúcej sa oblasti Álp (obr. 25), ale aj z ostrovov a polostrovov vynorených v severnej časti zaoblúkovej panvy.

Paleoreliéf západokarpatského orogénu sa vo vrchnom miocéne a pliocéne začal podobať dnešnému. Rozdiel medzi vrchným miocénom a pliocénom je iba v rozsahu záplavy Panónskym jazerom. Model vychádza zo značných výškových rozdielov medzi nížinnými a horskými oblasťami. Na tvorbe reliéfu sa podobne ako v strednom miocéne podieľal aj vulkanizmus (Kováč et al., 1998a; Kováč, 2000).

Panón – pont (11,6 – 5,3 mil. r.)

Regresia mora začiatkom spodného panónu mala za následok výraznú eróziu starších hornín v okolí zaoblúkového sedimentačného priestoru (Kováč, 2000). V paly-

nospektrách sa to prejavilo prítomnosťou preplavených sporomorf subtropických papradí (Slamková, 2004). V spoločenstve rastlín podobne ako v predchádzajúcom období dominovali taxóny mezofytického lesa „teplého“ mierneho pásma s ojedinelým zastúpením stálezelených prvkov a s ojedinele prítomnými termofilnými zástupcami *Engelhardia*, *Ilex* a *Castanopsis* (tab. 7). Vyšší percentuálny podiel NAP, 10 – 14 % (*Ericaceae* a *Poaceae*), naznačuje lokálnu prítomnosť maršov a vegetáciu čiastočne otvorenej krajiny. Stav nízkej hladiny osladzujúceho sa mora s pobrežnými močiarimi, lokálnymi lagúnami a salinickými močariskami veľmi dobre dokumentujú aj zvýšené výskytu halofytnej vegetácie z čeľade *Chenopodiaceae*. Z močiarnej vegetácie sú pozoruhodné predovšetkým taxódiové porasty, ktoré vegetujú priamo v močaristom substráte. Často vystupujú v asociácii *Taxodiaceae* – *Myricaceae* – menej *Nyssaceae*. Subdominantne sa prejavila vegetácia lužného lesa s *Alnus* a *Ulmus*. Extrazonálna vegetácia horských oblastí je v palyospektrách bežne prítomná a zastupujú ju taxóny *Picea*, *Tsuga*, *Abies* a *Cedrus*.

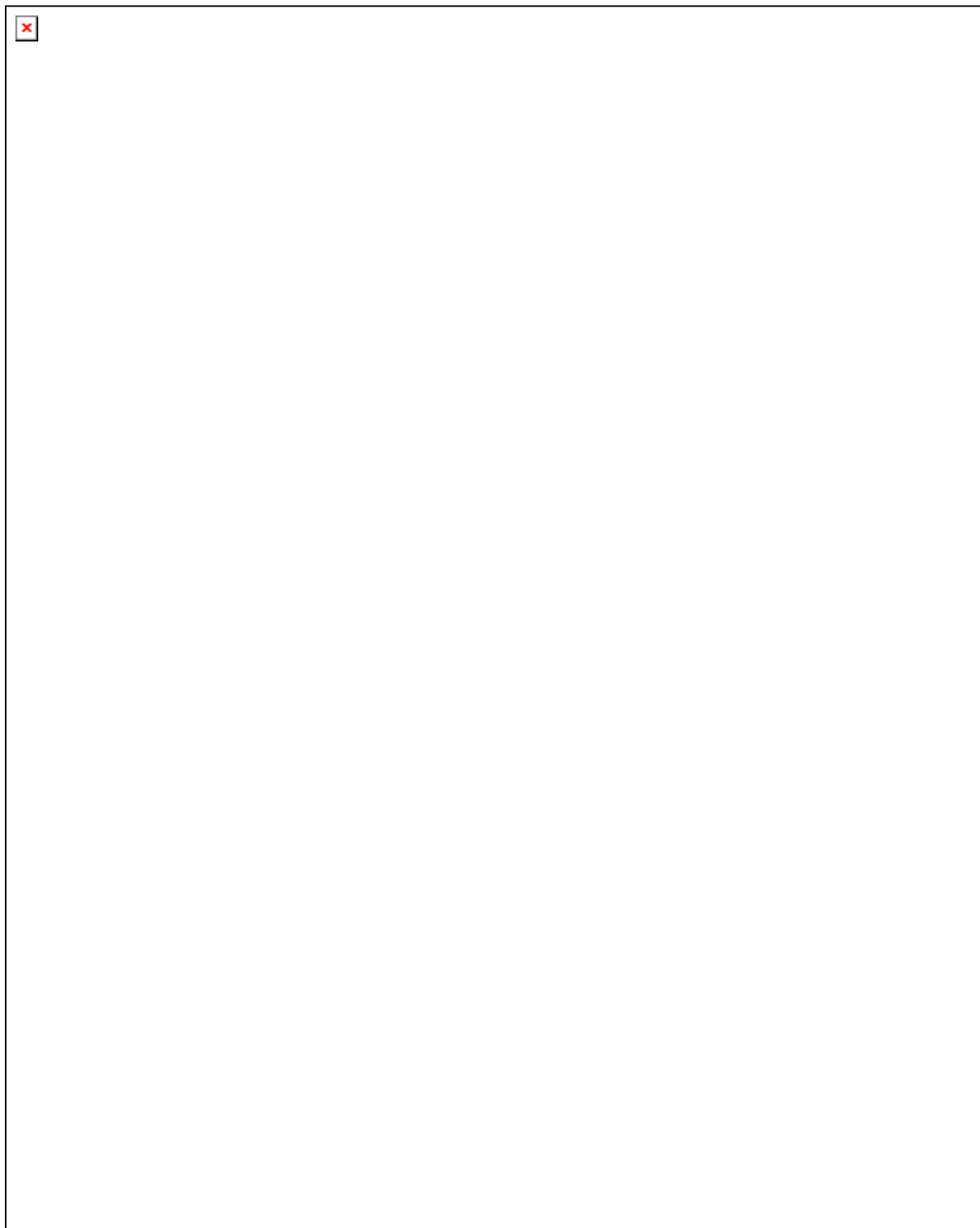
Tab. 7 Klimatické pomery odvodené z peľovej analýzy sedimentov panónskeho veku z Viedenskej panvy.

Priemerná ročná teplota (MAT)	15,6 – 21,7 °C
Teplota v najchladnejšom mesiaci (CMT)	5,0 – 13,6 °C
Teplota v najteplejšom mesiaci (WMT)	13,8 – 27,9 °C
Priemerné ročné zrážky (MAP)	373,0 – 1 520,0 mm
Zrážky v mesiaci najbohatšom na zrážky (WtMP)	73,0 – 245,0 mm
Zrážky v najsuchšom mesiaci (DMP)	5,0 – 59,0 mm
Zrážky v najteplejšom mesiaci (WMP)	27,0 – 227,0 mm

Počas vrchného panónu sa paleogeografická situáciu v západokarpatskej oblasti začala značne meniť. Po období maximálnej záplavy v zóne E (sensu Papp, 1951) ústup „Panónskeho jazera“ do južnejšie situovaných oblastí zaoblúkovej panvy bol zvýraznený vývojom progradujúcich deltových a aluviálnych facií predovšetkým v nížinách. Toto nížinné pásmo zjavne porastalo vegetáciou s výraznejším nárokom na humiditu substrátu: *Myrica*, *Salix*, *Ulmus* a *Alnus*. Bylinnú zložku porastu tvorili prevažne *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Ericaceae*, *Poaceae* a *Artemisia*. Vyzdvihnuté pásma pohorí sa prejavovali rôzne vysokým horským reliéfom. Táto oblasť vytvárala vhodné podmienky na rozvoj listnato-ihličnatých porastov s *Carya*, *Quercus*, *Craigia*, *Carpinus*, *Fagus*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga* a *Pinus*.

Obr. 27 Sedimentárne faciie panónu a pontu: 1 – sivé jazerné íly prechádzajúce do lignitov, panón, Dunajská panva, Pezinok; 2 – šikmo zvrstvené piesky a štrky nadvodnej časti vejárvej delty, panón, Viedenská panva, Hauskirchen; 3 – jemnozrnné piesky s oscilačnými čerinami, vo vrchnej časti bioturbované, vnútorný šelf, panón, Dunajská panva, Balaton; 4 – drobnozrnné štrky a piesky čela vejárvej delty, panón, Dunajská panva, Balaton; 5 – jazerné íly a silty, panón, Viedenská panva, Stillfried; 6 – kóry zvetrávania na fylitoch a metapieškovcoch gemerika, pont, Juhoslovenská panva, poltárske súvrstvie, Horná Prievrana; 7 – piesky komplexov kanálov divočiach riek, poltárske súvrstvie, Vyšný Petrovec; 8 – lignity, jemnozrnné piesky, silty a íly usadené v jazernom, močiarom až aluviálnom prostredí, Juhoslovenská panva, pont, poltárske súvrstvie, Kalinovo – Mier.





Obr. 28 Fauna z lokality Borský Svätý Jur (MN9).

1 – 6 – *Eumyarion latior*: 1 – M1 sin., 2 – M2 sin., 3 – M3 sin., 4 – m1 sin., 5 – m2 sin., 6 – m3; 7 – 12 – *Megacricetodon minutus*: 7 – M1 sin., 8 – M2 sin., 9 – M3 sin., 10 – m1 sin., 11 – m2 sin., 12 – m3; 13 – 18 – *Democricetodon* sp.: 13 – M1 sin., 14 – M2 sin., 15 – M3 sin., 16 – m1 sin., 17 – m2 sin., 18 – m3 sin.; 19 – 26 – *Eomyops catalaunicus*: 19 – D4 sin., 20 – M1/2 sin., 21 – M1/2 dext., 22 – M3 sin., 23 – p4 sin., 24 – m1/2 sin., 25 – m1/2 sin., 26 – m3 sin.; 27 – 29 – *Glirulus* cf. *Lissiensis*: 27 – m3 sin., 28 – M1/2 dext., M3 dext.; 30 – 36 – *Muscardinus hispanicus*: 30 – P4 sin., 31 – p4 sin., 32 – M1 sin., 33 – M2 sin., 34 – m1 sin., 35 – m2 sin., 36 – m3 sin.

Interpretácia paleoekologických nárokov spoločenstiev suchozemských gastropód podobne indikuje zmenu klímy počas panónu (Lueger, 1978). Tá sa postupne menila z teplej miernej humidnej klímy ovplyvnenej rozsiahlymi vodnými plochami na kontinentálnu (obr. 32).

Fosilné zvyšky stavovcov z panónskych lokalít Západných Karpát poukazujú na spoločenstvá viazané na okraj Panónskeho jazera, ako aj na vzdialenejšie biotopy so stepným charakterom, biotopy lesov a biotopy močiarov v ústí riek.

Lokalita Borský Svätý Jur – tehelňa je situovaná v severnej časti Viedenskej panvy juhovýchodne od mesta Kúty. Okrem bohatej fauny lastúrničiek, lastúrníkov a ulitníkov majú dominantné zastúpenie zvyšky stavovcov (obr. 28). Spomedzi stavovcov sú najhojnejšie zuby a kosti rýb, kosti obojživelníkov a veľmi hojné sú panciere korytnačiek. Stratigraficky najdôležitejšie sú však zvyšky cicavcov, najmä hlodavcov a hmyzožravcov. Na základe spoločenstva hlodavcov bol vek sedimentov určený ako stredná časť zóny MN9.

V spoločenstve hlodavcov sú dominantne zastúpené škrečkovité (*Cricetidae*), a to druhy *Megacricetodon minutus*, *Democricetodon* sp., *Eumyarion latior*, ako aj *Microtocricetus molassicus*, ktorý je valleským elementom charakterizujúcim biozónu MN9. Z hľadiska ekológie je zaujímavý výskyt bobra *Trogontherium minutum*, ako aj plchov (*Giridae*) *Muscardinus hispanicus* a *Paraglrulus* sp. Zistili sa aj zástupcovia dnes nežijúcich *Eomyidov*: *Eomyops catalanicus* a *Keramidomys mohleri*. Hmyzožravce zastupujú rody *Galerix*, *Schizogalerix*, *Heterosorex* a *Talpidae* sp. Na lokalite sa našli aj zvyšky väčších cicavcov, najmä fragmenty kostí a ojedinelé zuby párnokopytníkov, nepárnokopytníkov aj mäsožravcov (*Artiodactyla*, *Perissodactyla* a *Carnivora*).

Terestrické prostredie na základe spoločenstva cicavcov z lokality Borský Svätý Jur môžeme charakterizovať ako prevažne otvorenú krajinu s nižším porastom, prípadne s lokálnym výskytom drevín [dominantná prevaha škrečkovitých (*Democricetodon*, *Megacricetodon* a *Eumyarion*) nad plchmi (*Muscardinus* a *Paraglrulus*) a eomydmi (*Eomyops* a *Keramidomys*)]. Charakteristická je aj prítomnosť jazier a riečnych tokov: zvyšky rýb, korytnačiek, bobrov (*Trogontherium* a *Monosaulax*) a druhov viazaných na biotopy v okolí vôd (*Muscardinus* a *Eomyops*).

Ďalšia vrchnomiocénna lokalita Pezinok sa nachádza na severozápadnom okraji Dunajskej panvy. Fosiliférne sedimenty vo vrchnej časti steny hliniska reprezentujú najmä jemné pelitické íly, piesčité íly, ako aj jemné piesky s častými úlomkami schránok mäkkýšov. Na základe drobných cicavcov bol vek najvrchnejšej časti odkryvu na lokalite stanovený ako spodná časť zóny MN10, čo zodpovedá panónu zóny F (sensu Papp, 1951). Toto vekové zaradenie podporujú aj spoločenstvá mäkkýšov (najmä rody *Congerina* a *Melanopsis*) a ostrakóda [*Cyprideis heterostigma* (REUSS)]. Spodná a stredná časť odkryvu reprezentuje usadeniny panónskej zóny E (Fordinál, 1997; Pipík, 1998).

V porovnaní s Borským Svätým Jurom je situácia v zložení fauny z Pezinka mierne odlišná (obr. 29). Charakteristická je dominanciou lesných druhov (*Paraglrulus*, *Graphiurops*, *Eomyops* a *Albanensia*) s nepatrným zastúpením druhov obývajúcich otvorenú krajinu. Veľmi

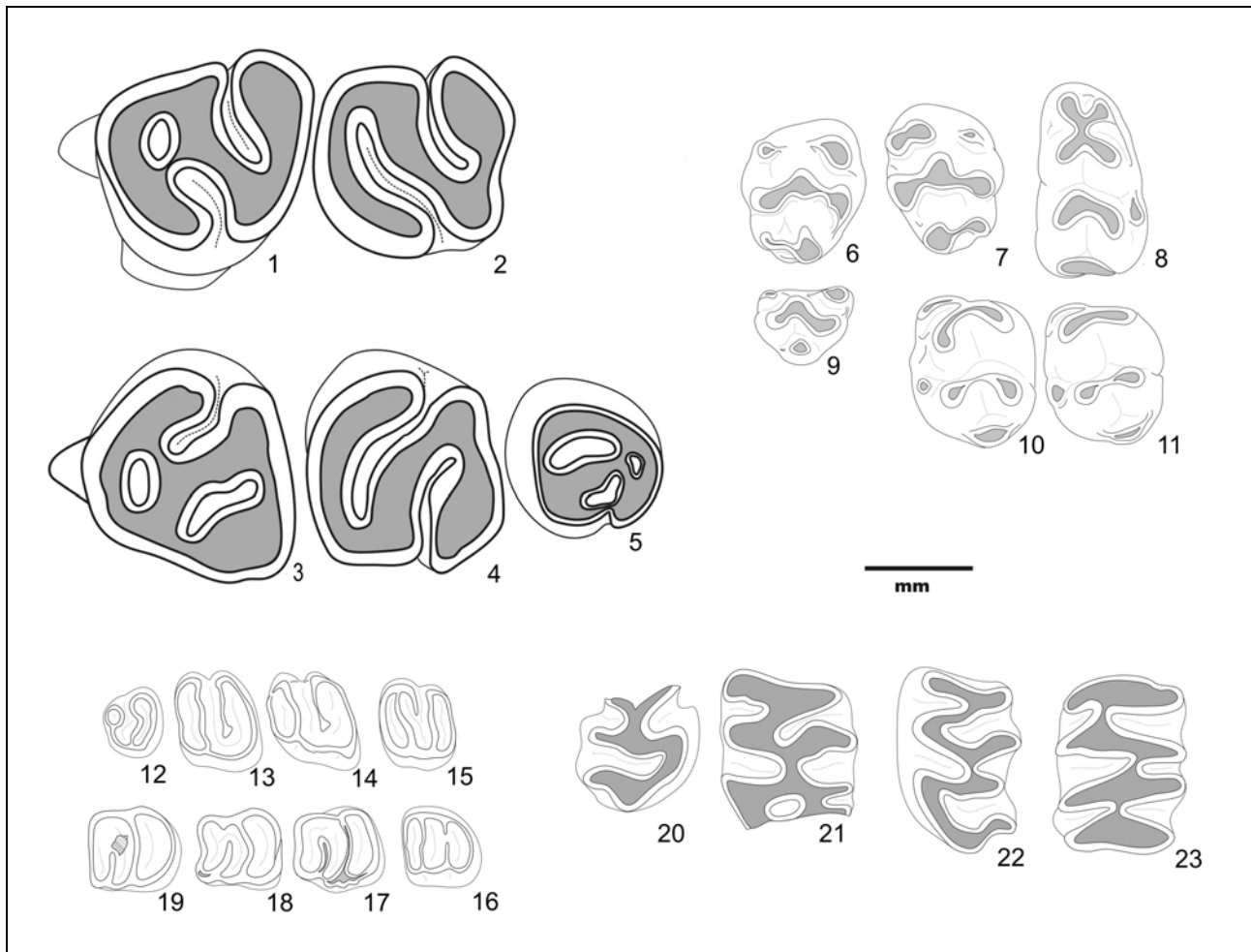
zaujímavá je aj veľká diverzita arboreálnych rodov a prítomnosť akvatických/semiakvatických druhov a druhov žijúcich pod zemou (*Anomalomyidae*). Táto kompozícia fauny poukazuje na prítomnosť husto zarastených zmiešaných, občasne zaplavovaných lesov v blízkosti jazier a riek. Keďže sedimentácia v oblasti lokality trvala viac než milión rokov, zaznamenávame na nej miestne oscilácie hladiny (pobrežnej čiary Panónskeho jazera), dobre dokumentované štúdiom ostrakód v nasledujúcej časti o vodnom prostredí. Podobne palynomorfy poukazujú na paleogeografické zmeny a tým aj na zmeny biotopu. V spodnej časti odkryvu (pravdepodobne MN9?) bolo identifikované prevažne rastlinstvo teplého mierneho pásma, zatiaľ čo vo vrchnej časti (MN10) prevažujú chladnomilnejšie elementy flóry (Sitár, 1958) poukazujúce na zvýraznenie reliéfu v blízkosti sedimentačného prostredia.

Lokalita Topoľčany-Kalvária sa nachádza na území Dunajskej panvy na severozápadnom okraji mesta Topoľčany. V sivých štrkoch až pieskoch v podloží kvartérnych sedimentov sa našli fosilné zvyšky druhu *Hippotherium primigenium* (Holec, 1981) a problematického taxónu chobotnatca gen. indet. *grandincisivus*. Na základe týchto nálezov boli fosiliférne vrchnomiocénne sedimenty datované do panónu, zóna MN9 až MN10 (vales).

Z lokality Veľké Bielice sú známe taktiež fosilie len dvoch druhov – chobotnatcov *Anancus arvernensis* a *Mammot borsoni*. Keďže iné nálezy z lokality nie sú známe, jej presný vek sa nedá určiť. Predpokladá sa, že fosiliférne sedimenty majú pontský vek (MN13), hoci nie je vylúčený ani ich mladší vek (spodný pliocén).

Akvatické prostredie „centrálnej Paratetydy“ – respektíve v tomto prípade skôr „Panónskeho jazera“ (Magyar et al., 1999) – v západokarpatskej oblasti reprezentovalo plytké prostredie vnútrokontinentálneho brackého mora až sladkovodného jazera (Kováč et al., 1998b). Charakteristickou črtou pobrežia bola jeho členitosť a vývoj deltových systémov smerujúcich na juh, do centra Panónskej zaoblúkovej panvy (Kováč a Baráth, 1995). Jednotlivé zálivy (Dunajská a Východoslovenská panva) alebo estuária (Viedenská panva) sa postupne zaplňali usadeninami deltových vejárov, až sa v priebehu vrchného panónu vytvorila rozsiahla nížinná oblasť s rozvojom aluviálnych a riečnych facií a depozičné centrá malých jazierok a močiarov zarastajúcich vegetáciou (Harzhauser a Tempfer, 2004). Biotopy na pobreží a v hlbších častiach jazera dobre charakterizujú spoločenstvá mäkkýšov, lastúrničiek, prípadne fytoplanktónu.

V brakických sedimentoch panónu sa objavujú spoločenstvá vápňitého nanoplanktónu, dinoflagelát, lastúrničiek a mäkkýšov. Spodnopanónsky bazén sa málo odlišoval od neskorosarmatského, vychádzajúc zo štúdia vápňitých nanofosilií. „Dožívali“ tranzitné euryhaliné druhy zo sarmatu a len objavenie endemickeho rodu *Praenolaerhabdus* poukazuje na izoláciu od svetového oceánu, ale aj Východnej Paratetydy. Za toto obdobie sa zistili dve krátkodobé spojenia s morským bazénom, čo dokumentujú morské spoločenstvá nanofosilií s *Catinaster coalitus* a *Discoaster hamatus* (obr. 5, 6). Úplnú izoláciu panónskeho bazéna (panón C/D) možno predpokladať na základe objavenia endemickej nanoflóry rodov *Noelaerhabdus* a *Bekelitella*.



Obr. 29 Fauna z lokality Pezinok (MN10).

1 – 5 – *Anomalmys gaillardii*: 1 – M1 dext., 2 – M2 dext, 3 – M1 sin., 4 – M2 sin., 5 – M3 sin.; 6 – 11 – *Progonomys* sp.: 6 – M2 dext., 7 – M2 sin., 8 – m1 dext., 9 – M3 dext., 10, 11 – m2 sin.; 12 – 19 – *Graphiurops austriacus*: 12 – P4 sin., 13, 14 – M1 sin., 15 – M2 sin., 16 – m3 sin., 17, 18 – m2 sin., 19 – m1 sin.; 20 – 23 – *Microtocricetus molassicus*: 20 – M2 dext., 21, 22 – M2 sin., 23 – m2 dext.

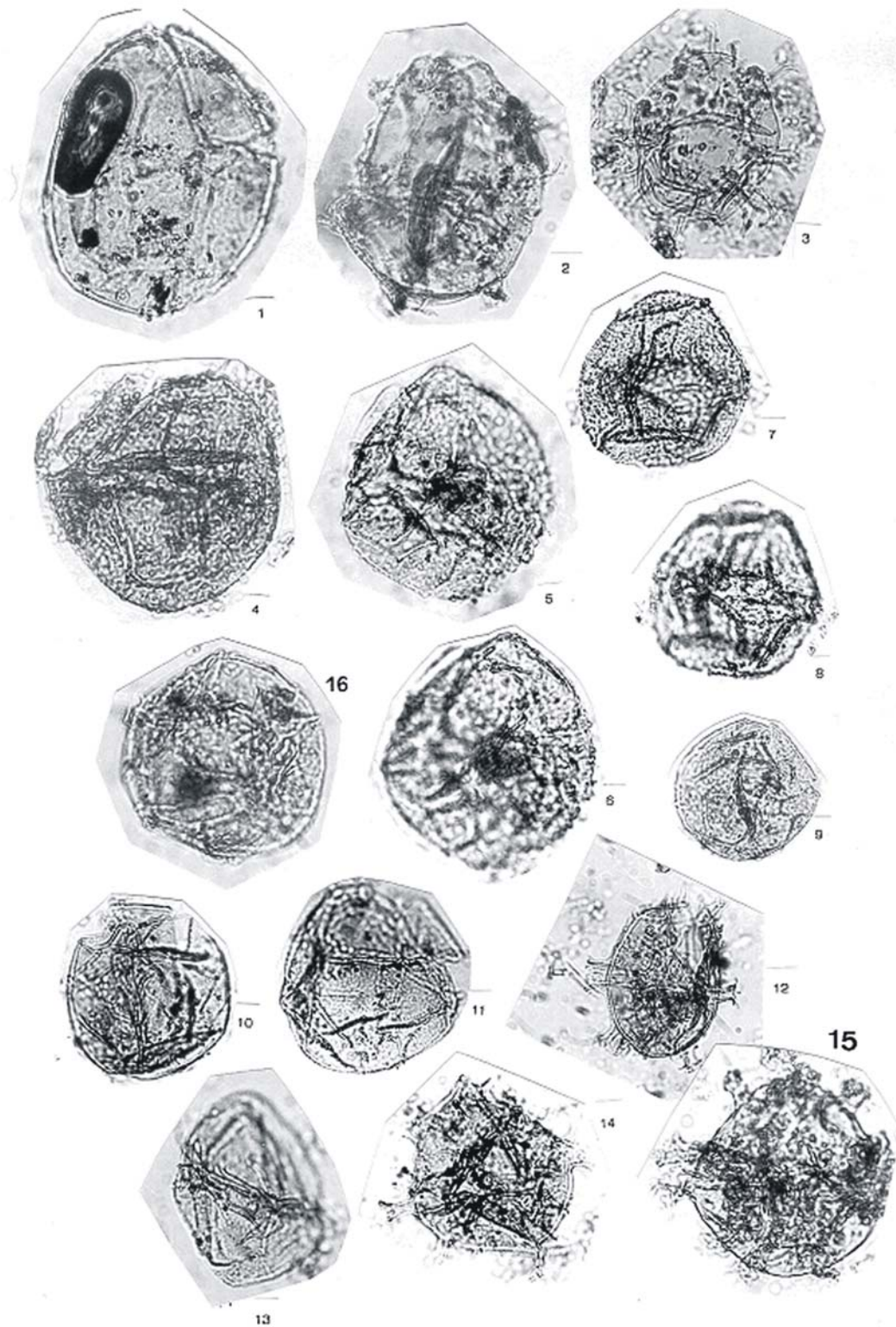
Bohaté spoločenstvá dinoflagelát v zóne E so *Spiniferites bentorii* a *S. pannonicus* (obr. 30, 31) dokumentujú prostredie delt bohaté na živiny na okraji panónskeho sedimentačného priestoru (Kováč et al., v tlači). Planktonické dinoflageláty rodov *Chytroei-sphaeridia* a „*Gonyaulax*“ (obr. 30) dokazujú existenciu prídavných prúdov a komunikáciu priestoru Viedenskej panvy s rozľahlým panónskym zaoblúkovým panvovým systémom (Hudáčková, 1995).

Panónske jazero sa začalo vytvárať v čase výzdvihových tendencií pozdĺž celého karpatského oblúka. Pásmo karpatského orogénu zapríčinilo výrazné oddelenie panónskej zaoblúkovej oblasti predovšetkým od Východnej Paratetydy. Postupné znižovanie salinity v tomto izolovanom depozičnom priestore, predovšetkým v dôsledku prítoku riečnych vôd, viedlo nakoniec k vytvoreniu jazerného prostredia. Znižovanie salinity prostredia spôsobilo vyhynutie veľkého množstva skupín morských a brachyhalinných živočíchov. Uvedenej zmene sa dokázala prispôsobiť len malá časť spoločenstva, ktoré tu žilo predtým.

V panóne začali obsadzovať uvoľnené niky mäkkýše a lastúrničky, ktoré plne využili ekologický priestor na intenzívnu radiáciu. Mäkkýše žijúce v predchádzajúcom

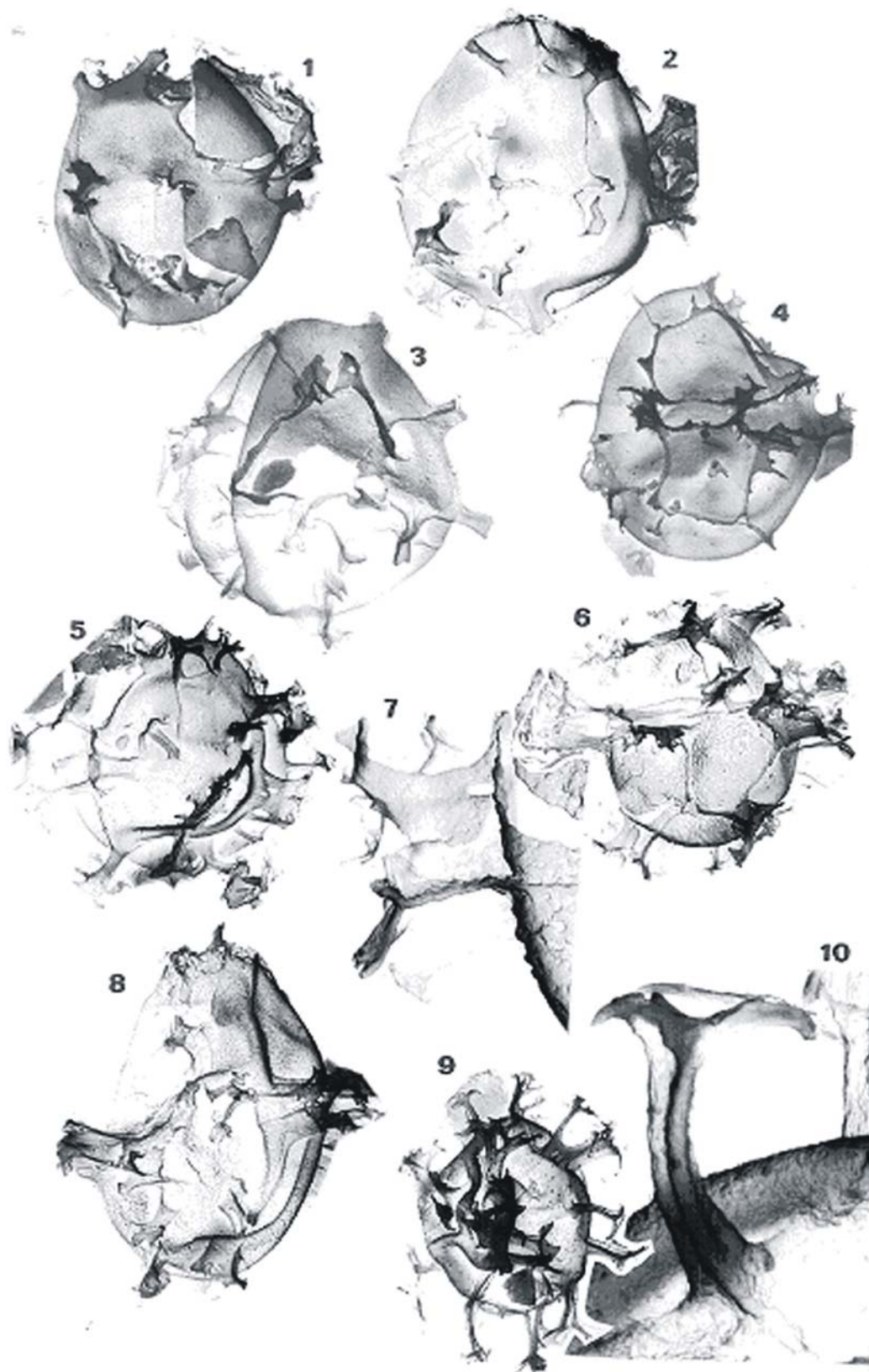
období (v sarmate) v riekach, deltách a v oblasti maršov sa rozšírili na celom území Panónskeho jazera. Ide o zástupcov rodov *Theodoxus*, *Valvata*, *Hydrobia*, *Pyrgula*, *Melanopsis* a *Congeria* (Papp, 1974). Zo sarmatských euryhalinných rodov bivalvií sa dokázal prispôsobiť zmene salinity iba rod *Cerastoderma*. Z neho sa vyvinul rod *Lymnocardium* a v priebehu panónu veľké množstvo iných rodov. Obdobne sa prispôsobili aj zástupcovia rodu *Congeria*, ktorí počas sarmatu obývali estuáriá a reprezentovalo ich iba niekoľko druhov (*Congeria moesia*, *C. neumayri*). Z nich sa v priebehu panónu vyvinulo veľké množstvo druhov, ktoré sa adaptovali na rôzne prostredia (Müller et al., 1999).

Spodný panón (zóna A, B, C; sensu Papp, 1951) charakterizuje výskyt drobných foriem lastúrnikov rodu *Congeria* (*C. martonfii martonfii* a *C. martonfii pseudoauricularis*) a prítomnosť lastúrničiek druhov *Hungarocypris auriculata* a *Cyprideis tuberculata* (Jiříček, 1983, 1985). Dokumentujú pokles salinity prostredia až na kaspiackú hodnotu 10 ‰ +/- 5 ‰ (Kováč et al., 1998b). V tomto prostredí sa explozívne rozvíjala podčľaď *Candoninae*, rody *Hemicytheria*, *Cyprideis* a *Amplocypris*, a vytvárala sa osobitá fauna ostrakód Panónskeho jazera. Okrem brakických tafocenóz sú pre toto obdobie charak-



Obr. 30 Spoločenstvo organostenných dinocýst panónu.

1 – „*Gonyaulax*“ *digitale secundus*, 1 000x; 2, 3 – *Spiniferites bentorii*, 500x; 4 – „*Gonyaulax*“ *digitale*, 500x; 5, 6 – ?*Milioudodinium* sp., 1 000x; 7, 8 – ?*Milioudodinium* sp., 500x; 9 – *Impagidinium globosum*, 1 000x; 10, 11 – *Chytroeisphaeridia tuberosa*, 500x; 12 – *Spiniferites oblongus*, 500x; 13 – Dinocyst forma, ?*Dinogymnium*, 1 x 500; 14, 15 – *Spiniferites bentorii pannonicus*, 1 000x, vzorky 1 – 11 pochádzajú z ručných vrtov Gbely – Tehelňa 2, vzorky 12 – 15 pochádzajú z ručných vrtov Gbely – Jezirko, vek – panón.



Obr. 31 *Spinfiferites bentorii* s rôzne vyvinutými výrastkami na cyste, panón, Viedenská panva.
1, 2, 4 – *Spinfiferites bentorii* s krátkymi výrastkami, 700x, 2 – 1 030 x, 4 – 800x; 3 – *Spinfiferites bentori pannonicus*, 1 000x;
5, 6 – *Spinfiferites bentorii coniunctus*, 950x; 7 – detail, 2 000x; 8 – *Spinfiferites bentorii oblongus*, 1 050x; 9, 10 – *Achomosphaera*
sp., 4 900x, vzorka – Gbely – Tehelňa 3, vek – panón. SEM foto I. Holický, inverzné fotografie.

teristické aj zmiešané tafocenózy so sladkovodnými lastúrníčkami [*Darwinula stevensoni*, *Fabaeformis* ex gr. *balatonica* (Gross, 2004)].

Medzi zónami C a D panónu (sensu Papp, 1951) nastala čiastočná druhová výmena. Z hľadiska rodového zastúpenia spoločenstvá lastúrníčiek, predovšetkým v zóne D, faunisticky nadväzujú na predchádzajúce obdobie. Ich najväčší rozkvet nastal počas panónskej zóny E (sensu Papp, 1951). Bohatosť spoločenstiev a druhov na severnom okraji Panónskeho jazera poukazuje na vysokú environmentálnu diverzitu v období maximálnej záplavy. Toto obdobie zároveň charakterizuje výskyt bivalvií vyznačujúcich sa mohutnou schránkou (*Congeria subglobosa*) ako výsledok adaptácie na bahňitý substrát s nižším obsahom kyslíka v prostredí (Harzhauser a Mandic, 2004). Vhodným príkladom spoločenstiev lastúrníčiek z rôznych biotopov vrchného panónu sú lokality z Viedenskej a Dunajskej panvy.

Lokalita Borský Svätý Jur vo Viedenskej panve obsahuje dva typy spoločenstiev lastúrníčiek. Ide o spoločenstvo s *Candona (Caspiolla) unguicula* a spoločenstvo rodov *Cyprideis* – *Hemicytheria* – *Amplocypris* žijúce v prostredí podvodnej časti deltovej plošiny. Toto prostredie bolo stresové, s kaspibrakickou salinitou a klesajúcou tendenciou obsahu soli vplyvom progradujúcej paleodelty, t. j. od hodnoty pliohalinnej, 9 – 16 ‰, k hodnote mezohalinnej, 5 – 9 ‰ (Pipík a Holec, 1998).

Lokalita Studienka, stratigraficky zaradená do panónu E, sa vyznačuje dominantným zastúpením brakického druhu *Cyprideis heterostigma* (Jiříček, 1983, 1985). Tento druh vystupuje v asociácii so sladkovodnými (*Candona* ex gr. *neglecta* Sars, *Darwinula stevensoni*, *Vestalenula pagliolii*, *Fabaeformiscandona balatonica*, *Cyclocypris laevis*, *Heterocypris salina*) a brakickými (*Amplocypris recta*, *Mediocytherideis* sp.) lastúrníčkami (celkovo 21 druhov). Štruktúra spoločenstva zodpovedá prostrediu estuária, kde sa zadržovali prinášané živiny z kontinentu. Poukazuje na to vysoký obsah C_{org} v prostredí. To podnietilo rozvoj primárnych producentov (zelené riasy *Pediastrum duplex* a *Botryococcus braunii*) a následný rozvoj vertebrát (lastúrníčky a mäkkýše) a rýb (Pipík et al., 2004).

Lokalita Pezinok-tehelňa na západnom okraji Dunajskej panvy reprezentuje spoločenstvá plytkovodného paralicko-lagunárneho až jazerno-aluviálneho prostredia panónu zóny E – F (Baráth et al., 1999). V spoločenstvách gastropód dominujú druhy *Melanopsis pygmaea pygmaea*, *M. affinis* a *Micromelania variabilis*, z bivalvií *Congeria subglobosa subglobosa*, *C. doderleini*, *C. gitneri*, *C. ungulacaprae*, *Dreissenomya primiformis* a *Lymnocardium conjungens* (Fordinál, 1997) a z ostrakód druhy *Candona mutans*, *Caspiolla praealbanica*, *Pontoniella multipora*, *Cyprideis heterostigma*, *Hemicytheria reniformis*, *H. brunensis* a *Euxinocythere lacunosa*. Boli tu rozlíšené tri cyklicky sa striedajúce spoločenstvá lastúrníčiek lišiace sa salinitou obývaného biotopu. V prostredí so salinitou okolo 10 ‰ žila skupina cyprideisov, v prostredí so salinitou približne 5 ‰ *Candona (Caspiolla) praealbanica*. V sladkovodnom až oligohalinnom prostredí (0,0 – 3,0 ‰) sa vyskytovalo spoločenstvo sladkovodných lastúrníčiek s *Cyclocypris* cf. *laevis*, *Ilyocypris* sp. a *Paralimnocythere* sp. (Pipík, 1998). Tieto intenzívne ekologické zmeny odrážajú reakciu spoločen-

stiev na oscilácie hladiny Panónskeho jazera, spôsobené pravdepodobne Milankovičovými cyklami 4. alebo 5. rádu (Pipík, 1998).

Koncom vrchného panónu v zóne F (sensu Papp, 1951) sa Panónske jazero osladzovalo. Pre uvedenú zónu sú charakteristické brakické aj sladkovodné mäkkýše *Mytilopsis neumayri*, *M. zahalkai*, *Dreissena auricularis*, *Melanopsis sturii*, *Theodoxus soceni* a zástupcovia sladkovodných gastropód rodu *Valvata* a *Gyraulus*. Lastúrníčky *Cyprideis seminulum*, *Cypria abbreviata*, *Candona neglecta* a *Darwinula stevensoni* (Bartek, 1989) dokumentujú salinitu prostredia Viedenskej panvy v rozmedzí 0 – 15 ‰. V tomto období výrazne ustúpila pobrežná čiara Panónskeho jazera smerom na juhovýchod. V západokarpatskej oblasti sa uplatňovalo prostredie alúvií, malých jazier a močiarov, v ktorých sa vytvorili slojčky lignitu. Pobrežie obývali vlhkomilné spoločenstvá suchozemských gastropód, zastúpené prevažne druhmi *Carychium pachychilus*, *C. berthae* a *Vertigo callosa*.

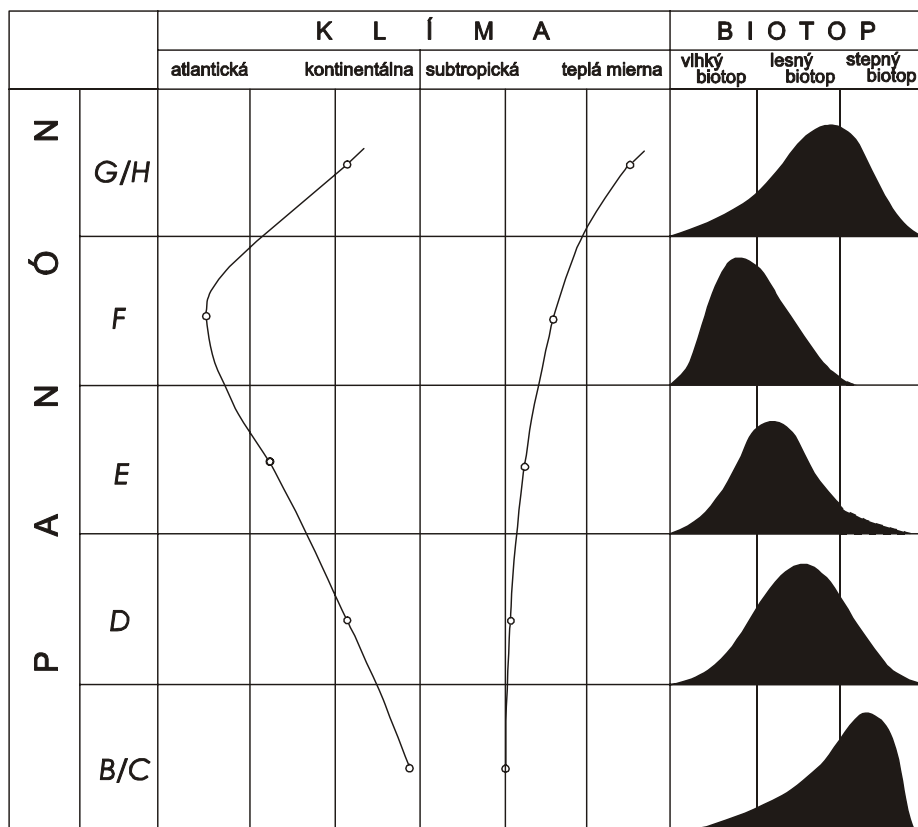
V zóne G – H panónu (sensu Papp, 1951) severnej časti Dunajskej panvy sa v prostredí aluviálnych nížin, močiarov a efemérnych plytkých jazier nachádzalo spoločenstvo vyznačujúce sa prítomnosťou sladkovodných gastropód. Reprezentovali ho najmä druhy *Anisus krambergeri*, *Segmentina loczyi*, *Armiger subptychophorus* a *Planorbis confusus* (Fordinál, 1998) a suchozemské druhy *Argna suemeghyi*, *Acanthinula trochulus*, *Discus pleuradrus* a *Acicula edlaueri* (Fordinál, 1999). Sladkovodné prostredie v zóne G – H panónu vo Viedenskej panve dokumentujú mäkkýše *Viviparus* a *Valvata* a lastúrníčky *Darwinula stevensoni* BRADY et ROBERTSON, *Candona candida* a *Pseudocandona marchica* HARTWIG (Bartek, 1989).

Vhodný príklad fosilného biotopu z obdobia vrchného panónu poskytujú hlavinské vrstvy z lokality Čeladince. Sedimenty tvoria sladkovodné vápence, travertíny, íly a piesky, ktoré sa usadili na okraji sladkovodného efemérneho jazera v zóne H panónu. Našlo sa v nich autochtónne spoločenstvo sladkovodných gastropód a suchozemské gastropóda spláchnuté z pobrežia. Zo sladkovodných gastropód boli zastúpené druhy *Planorbis confusus*, *Bathymophalus moedlingensis* a rody *Anisus* a *Lymnaea*. Kvantitatívne najbohatšie bolo spoločenstvo suchozemských gastropód, v rámci ktorého boli najhojnejšie zastúpené lesné druhy *Aegopinella orbicularis* a *Leucochroopsis kleini* (Fordinál et al., 1996; Fordinál, 1999).

Podobný charakter má aj lokalita Turčianky na západnom okraji pohoria Tribeč. Na povrch vystupujú sladkovodné vápence hlavinských vrstiev, v ktorých sa našli sladkovodné gastropóda rodu *Planorbis* a suchozemské gastropóda, v rámci ktorých dominujú lesné druhy *Aegopinella orbicularis* a *Leucochroopsis kleini* (Fordinál a Nagy, 1996; Fordinál, 1999).

Na rozdiel od hlavných miocénnych depocentier (Viedenská, Dunajská a Východoslovenská panva), Turčianska kotlina predstavuje osobitý typ sladkovodného vrchnomiocénneho jazera. Vyznačuje sa vysokým podielom endemických lastúrníčiek, izoláciou a procesmi vnútrojazernej evolúcie druhov.

Turčianska kotlina s jazerným prostredím sa krátko dobo spojila počas maximálnej záplavy v panóne, pravdepodobne v zóne E, s Panónskym brakickým jazerom



Obr. 32 Klíma a jej zmeny počas panónu v oblasti Západných Karpát na základe vyhodnotenia spoločenstiev suchozemských gastropód (podľa Luegera, 1978).

(centrálne Paratetádou). Toto vodné spojenie využili brakické druhy lastúrničiek (*Euxinocythere*) a mäkkýšov (*Congerina*, *Melanopsis*) na migráciu do Turčianskej kotliny. Po strate spojenia a izolácii sa brakické prostredie veľmi rýchlo zmenilo na sladkovodné (Pipík a Bodergat, 2004a).

Terestrické prostredie v okolí jazera zodpovedá rovine s riekami (*Vestalenula pagliolii*), mŕtvymi ramenami (*Nelumbium*) a močiarom (*Myrica*). V pobrežných lesoch (*Alnus*, *Populus*) sa vyskytovali mierne vlhké až vlhké stanovišťa (mäkkýše *Carychium*, *Succinea*, *Goniodiscus* a *Vertigo*). Ďalej do vnútrozemia sa mohli rozkladať nižšie pahorkatiny pokryté lesom (*Fagus*, *Carpinus*) (Pokorný, 1954; Sitár, 1966, 1969).

Sedimentačné prostredie severnej časti Turčianskej kotliny tvorilo litorálne pásmo s vegetačným pokryvom (*Typha*, *Potamogeton*, *Nelumbium*) a prúdiacou vodou (*Ilyocypris*, *Darwinula stevenson*), ktoré prechádzalo do sublitorálu. Toto prostredie obývali lastúrničky spoločenstva *Candona jiriceki* a *C. robusta*. Profundálna oblasť so stabilnými ekologickými podmienkami sa nachádzala v centrálnej a južnej časti panvy s dominujúcim spoločenstvom s *Candona aculeata*, *C. armata*, *C. stagnosa*, *C. nubila* a *C. simplaria* (Pipík, 2002, 2004). Severná oblasť sa vyznačuje početnými recentnými európskymi druhmi (*Pseudocandona compressa*, *Fabaeformiscandona balatonica*, *Darwinula stevensoni*), zatiaľ čo v centrálnej a južnej oblasti absolútne dominujú endemické lastúrničky rodu *Candona*. Prítomnosť psychrofilných druhov (*Cavernocypris subterranea*) svedčí o existencii chladných prameňov a jaskýň v okolí jazera (Pipík a Bodergat, 2004b).

Pliocén (5,3 – 1,8 mil. r.)

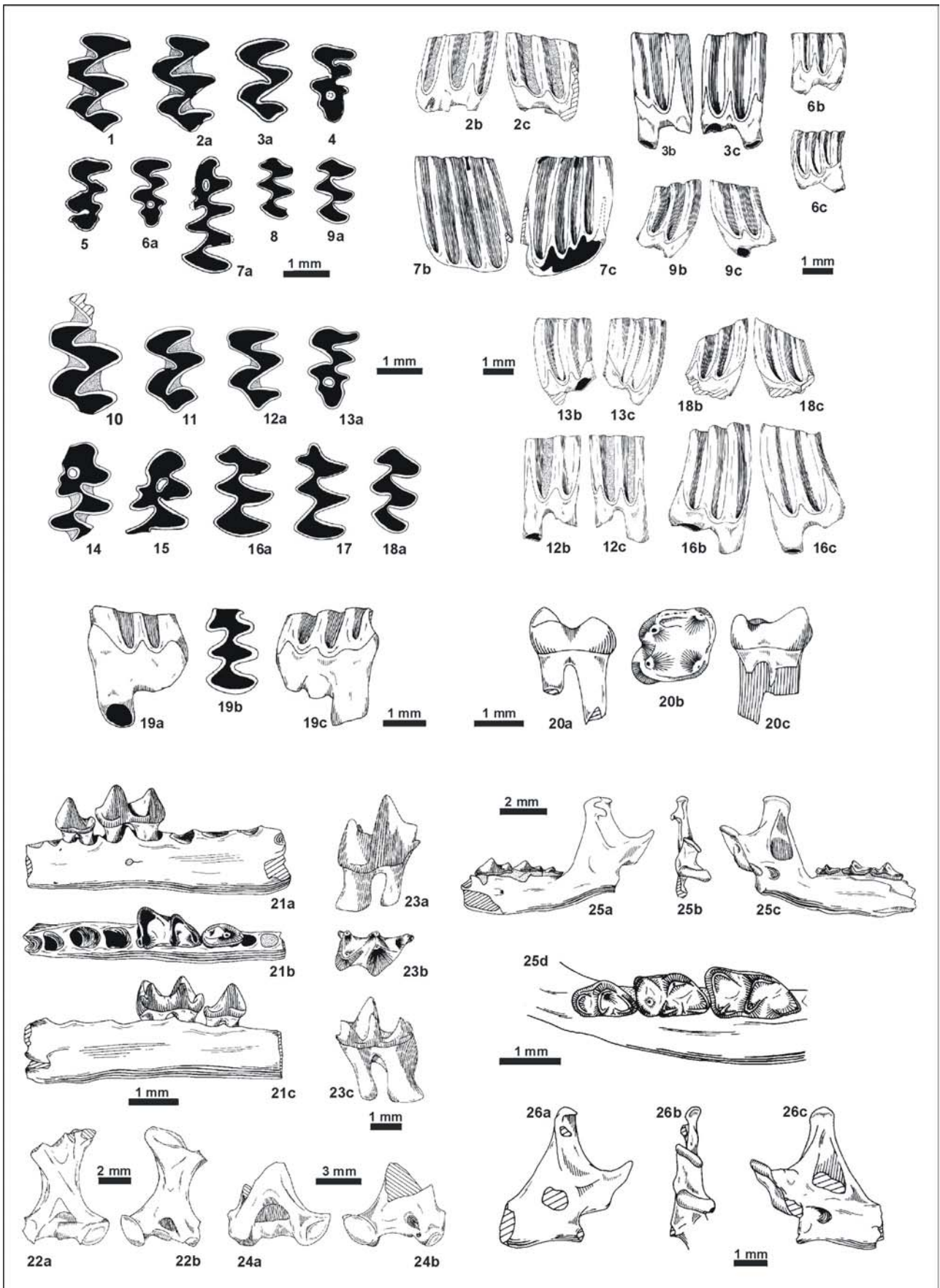
Z paleogeografického hľadiska obdobie pliocénu v Západných Karpatoch bolo obdobím tektonickej inverzie, teda obdobím intenzívneho výzdvihu pohorí a postupného zastavenia subsidencie v panvových oblastiach. V regióne nížin sa vytvorili rozsiahle aluviálne roviny s vývojom riečnych fácií, jazerných a močiarových fácií nív (obr. 32).

Na základe peľovej analýzy usudzujeme na klímu mierneho pásma s malými ročnými výkyvmi teplôt, ale predpokladá sa striedanie období s rôznym množstvom zrážok. Zloženie vegetácie sa postupne menilo tak, že popri stále hojných horských prvkoch prevahu začali nadobúdať peľové zrnká bylín *Apiaceae*, *Poaceae* a *Compositae*. Ihličiny hojne zastupoval rod *Pinus*, ale najmä vysokohorské taxóny *Abies*, *Cedrus* a *Picea* (Planderová, 1972).

V pliocéne sa začali tvoriť rubifikované pôdy, ktorých tvorba pokračovala aj v spodnom pleistocéne. Vznikali na karbonátových aj silikátových substrátoch predovšetkým na južných svahoch Západných Karpát. Klimatické podmienky ich vzniku zodpovedajú subtropickej až teplej miernej klíme (Šarinová, 2004). Sférické železité konkrécie veľkosti hrachu, ktoré sa nachádzajú v rubifikovaných pôdach, podmieňujú sezónnosť monzúnových zrážok, ktorá spôsobuje oxidačno-redukčné zmeny umožňujúce migráciu Fe^{2+} v pôdach (vysoká hladina spodných vôd – redukcia) a jeho stabilizáciu v podobe Fe^{3+} (sucho – oxidácia). Na základe analógie s recentom sa rubifikované paleopôdy spodného pleistocénu pravdepodobne tvorili pri priemernej letnej teplote okolo 25 °C a pri priemer-



Obr. 33 Sedimentárne fácie pliocénu: 1 – drobnozrné štrky a piesky čela veľárovej delty, pliocén, Dunajská panva, volkovské súvrstvie, Nemčiňany; 2 – nívne íly so zle vyvinutými paleopôdnymi horizontami, v nadloží prechádzajú do pieskov point baru a spraší, pliocén, Dunajská panva, vrstvy Sysľich vřškov, Hlohovec; 3 – šikmo zvrstvené piesky point barov, pliocén, Oravsko-novotargská panva, ěimhovské súvrstvie, Lipnica Wielka; 4 – paleokras vyplnený červenými sedimentmi pochádzajúcimi s redeponovaných rubifikovaných paleopôd, pliocén, Ivanovce pri Trenčine; 5 – siltovité nívne íly so zle vyvinutými paleopôdnymi horizontmi, Dunajská panva, pliocén, vrstvy Sysľich vřškov, Dolné Trhoviřte; 6 – korytovo zvrstvené štrky a piesky spodnej časti point barov, Dunajská panva, pliocén, vrstvy Sysľich vřškov, Hlohovec.



Obr. 34 Indexové fosílie a nové faunistické elementy spoločenstva malých cicavcov lokality Hajnáčka I.
 1 – 9: *Mimomys (Cseria) stehlini* KORMOS, 1931 [1 – M1 sin., B-4035, oklúzny pohľad; 2 – M1 sin., B-4015; 3 – M2 dext., B-4111; 4 – M3 sin., B-4122, oklúzny pohľad; 5 – M3 dext., B-4133, oklúzny pohľad, inv.; 6 – M3 dext., B-4038; 7 – m1 dext., B-4130, inv. (oklúzny); 8 – m3 dext., B-4036, oklúzny pohľad, inv.; 9 – m3 sin., B-4016; a – oklúzny pohľad, b – lingválny pohľad, c – bukalný

ných ročných zrážkach minimálne 500 – 1 500 mm/r, pričom zrážky boli sústredené do jednoročného obdobia (4 mesiace v roku). V priebehu pleistocénu prebiehala redepozícia týchto paleopôd v podobe aluviálnych kužeľov divočiackich riek. Ako príklad môžeme uviesť červeno sfarbené sedimenty z rišňovskej priehlbiny, ktoré sú súčasťou lukáčovských vrstiev (Šarinová a Maglay, 2002). Smerom k mladším obdobiam sa postupne ochladzovala klíma a po kromeri (0,6 mil. rokov) sa už tieto pôdy netvorili.

Lokalita Ivanovce, objavená O. Fejfarom (1961) v polovici minulého storočia, je na západnom Slovensku juhozápadne od mesta Trenčín. Pozostáva z horizontálnych a vertikálnych krasových puklín v tektonicky postihnutom triasovom vápenci. Pukliny vyplňa červenkastý fosiliferý sediment s množstvom fosilných zvyškov stavovcov, najmä cicavcov. Na základe nálezov malých cicavcov [*Mimomys (Cseria) gracilis*; *M. davakosi*; *Bjornkurtenia cantarranensis* a *Trilophomys depereti*] lokalitu datoval Fejfar (2001) do spodného pliocénu (vrchný ruscín, MN15b). Nálezisko je typovou lokalitou niekoľkých taxónov hlodavcov a dvoch taxónov cibetkovitých šeliem (Kretzoi a Fejfar, 1982). Spoločenstvo cicavcov z lokality Ivanovce svojím druhovým zložením vykazuje isté podobnosti so spoločenstvom z lokality Hajnáčka I, je však o niečo staršie. Celá tafocenóza reprezentuje asociáciu živočíchov, ktoré žili v lesnom poraste pozdĺž širokého riečného údolia so skrasovateným vápencovým masívom, obklopeného suchšími otvorenými stanovišťami na vyvýšených miestach (Fejfar a Sabol, 2004).

Lokalita Hajnáčka I sa rozprestiera na území bývalého maaru (580 x 370 m). Jeho pôvodný tufový val je dnes už erodovaný a patrí do komplexu cerového bazaltového súvrstvia (5,03 – 1,16 mil. r.; Balogh in Vass et al., 2000). Samotný maar v súčasnosti reprezentuje len niekoľko roklín, z ktorých najväčšia sa nazýva Kostná dolina. Bázu maaru Kostná dolina tvoria pieskovce fil'akovského súvrstvia (egenburg) v nadloží s pliocénnym fosiliferým vulkanosedimentárnym komplexom. Tento komplex pozostáva z redeponovaných spodnomiocénnych pieskov, lapilových tufov s xenolitmi, tufitických pieskov, tufitov s vložkami sivých tufitických pieskov až siltovcov, ílovitých pieskov a úlomkov bazaltových hornín. Najmladšie sedimenty (pravdepodobne vrchnopleistocénneho veku) pozostávajú z deluviálno-proluviálnych usadenín na západnom okraji maaru. Na základe nálezov hlodavcov

Mimomys hassiacus a *M. stehlini* bola fosiliferná sekvenca lokality datovaná do stredného pliocénu (spodný viľáň, zóna MN16a) (Fejfar a Heinrich, 1987). Hajnáčka I reprezentuje lokalitu, kde konzervatívne taxóny preživali spolu s progresívnymi druhmi. Spoločenstvo (obr. 34) žilo na brehu plytkého prietočného jazera, ktoré sa nachádzalo v bývalom bazaltovom maare. Okolie jazera tvorili močariny (Fejfar, 1964), obkolesené hustým listnatým až zmiešaným pralesom s potôčkmi a stojatými vodami. Niektoré taxóny, napríklad hyena, machairodontiny či zajacovité, dokumentujú aj prítomnosť otvorených trávnatých plôch. Tým sa toto životné prostredie líšilo od toho, ktoré prevládalo v okolí maaru v čase tvorby jeho primárnej sedimentárnej výplne. Vtedy bol vyplnený eutrofizovaným jazierkom, v ktorom dominovali jednobunkové heterotrofné peridinioidné bičíkovce, pričom vo väčšej vzdialenosti od maaru rástli na suchom substráte lesy teplomilných ihličnanov (*Tsuga*, *Abies*, *Picea* a *Pinus*) so sporadickým výskytom krytosemenných rastlín (*Carya* a *Acer*) (Vass et al., 2000). Fauna a flóra, ktorá bola v okolí maaru v čase tvorby jeho sekundárnej sedimentárnej výplne, tvorila pravdepodobne uniformný celok, zničený erupciou niektorej z blízkych sopiek (Fejfar, 1964). Dosiaľ sa však nevie, výbuch ktorej sopky zapríčiňnil zánik celého spoločenstva. Svoju úlohu tu určite zohrali aj výrony dusivých plynov a spad horúceho vulkanického popola, ktorý mohol byť veľmi rýchly. Svedčia o tom nálezy uzavretých schránok lastúrnikov rodu *Anodonta*. Z paleobiogeografického pohľadu je hajnáčka tafocenóza dôkazom spoločného výskytu starobylých faunistických prvkov spolu s progresívnymi taxónmi v refúgiách s vhodnými životnými podmienkami aj napriek klimatickým zmenám. Dôležitú úlohu pri tom zohrala aj fyziogeografia prostredia. Na vzniku reliéfu krajiny sa podieľala v prvom rade vulkanická činnosť a erózia v obdobiach medzi jednotlivými erupciami. V maarových sedimentoch z okolia Hajnáčky sa našli ojedinelé a zle zachované lastúrky jedincom štyroch rodov – *Darwinula*, *Candona*, *Pseudocandona* a *Ilyocypris*. Rody lastúrníček nájdené na lokalite Hajnáčka patria k bežnej faune tak súčasnej, ako aj pliocénnej Európy. Vyskytujú sa predovšetkým v plytkom sladkovodnom prostredí jazier. Toto prostredie bolo z pohľadu fyzikálnych vlastností, predovšetkým teploty, nestabilné. Existujúce jazero mohla ovplyvňovať pomaly tečúca voda z prameňov alebo potokov. V okolí jazera sa mohli vyskytovať občasné mláky, v ktorých za teplých období mierne vzrastal obsah solí.



pohľad]. 10 – 18: *Mimomys (Mimomys) hassiacus* HELLER, 1936 [10 – M1 sin., B-4001, oklúzny pohľad; 11 – M2 sin., B-4014, oklúzny pohľad; 12 – M2 sin., B-4058; 13 – M3 sin., B-4032; 14 – m1 sin., B-4033; 15 – m1 dext., B-4138, oklúzny pohľad, inv.; 16 – m2 sin., B-4131; 17 – m2 sin., B-4129; 18 – m3 dext., B-4037, inv. (oklúzny); a – oklúzny pohľad, b – lingválny pohľad, c – bukálny pohľad]. 19: *Ungaromys* sp., m1 sin. (B-4119; a – bukálny pohľad, b – oklúzny pohľad, c – lingválny pohľad). 20: *Sciurus* sp., m1 – 2 sin. (B-4012; a – bukálny pohľad, b – oklúzny pohľad, c – lingválny pohľad). 21 – 22: *Talpa* cf. *minor* FREUDENBERG, 1914 (21 – fragment ľavej sánky s p4 a m1, B-4152; a – bukálny pohľad, b – oklúzny pohľad, c – lingválny pohľad; 22 – pravý humerus, B-4103; a – kaudálny pohľad, b – kraniálny pohľad). 23: *Talpa fossilis* PETÉNYI, 1864; m2 dext. (B-4142; a – bukálny pohľad, b – oklúzny pohľad, c – lingválny pohľad). 24: *Talpa* sp., distálna časť pravého humerusu (B-4079; a – kaudálny pohľad, b – kraniálny pohľad). 25: *Deinsdorfia hibbardi* (Sulimski, 1962); fragment ľavej sánky s m1 – 3 (B-4144; a – bukálny pohľad, b – kaudálny pohľad na kondyl, c – lingválny pohľad, d – detailný pohľad na oklúzny povrch stoličiek). 26: *Soricidae* gen. et spec. indet., posteriorna časť ľavej sánky (B-4145; a – bukálny pohľad, b – kaudálny pohľad na kondyl, c – lingválny pohľad).

Záver

Zmeny paleogeografie, paleoklímy a ekosystémov v Západných Karpatoch od konca spodného miocénu do pliocénu môžeme v stručnosti charakterizovať takto:

Karpat reprezentuje obdobie maximálnej záplavy západokarpatskej oblasti, keď more dosahovalo hĺbku neritického až plytkobatyálneho pásma. Pevninu tvorila vyzdvihnutá časť vnútorných a centrálnych Západných Karpát a sčasti vynorené čelá prikrývov flyšového pásma, predovšetkým v západnej časti orogénu. Pevnina sa nevyznačovala výrazným horským reliéfom. Rastlinný pokryv bez náznakov zonality, tak výškovej, ako aj regionálnej, potvrdzuje tento názor. Báden sa vyznačoval vytvorením epikontinentálneho mora pokrývajúceho predhlbeň aj oblasť zaoblúkovej panvy. Hĺbka mora sa postupne zmenšovala, na rozdiel od karpátu sa zachovali aj pobrežné oblasti depozície. Sedimentárny záznam poukazuje na výrazný rozvoj deltových systémov, ktorý súvisel s výzdvihom pohorí v okolí sedimentačného priestoru. Typická bola diverzifikácia prostredí na šelfe (pokračovalo klimatické optimum v spodnom až strednom bádeni, event Mi3) a postupná izolácia jednotlivých depocentier. Pevnina získala výrazný horský reliéf. Na základe terestrických a morských ekosystémov môžeme klimatické podmienky interpretovať v tomto období ako subtropické, s oteplením a zmenou prúdenia vzdušných mäs na hranici spodného, „stredného“ a vrchného bádeni (evapority). Významným paleogeografickým a paleoklimatologickým prvkom bol aj začiatok regionálnej zonality v centrálnej Paratetyde – oblasti umiestnenej na severe, predovšetkým predhlbeň Západných Karpát, mali chladnejšiu klímu (machovkovo-serpulové rify), južné, v oblasti zaoblúkovej panvy, vykazujú vyššie hodnoty priemernej ročnej teploty vody (riasovo-koralové rify). Na rozdiel od terestrických ekosystémov, v akvatických ekosystémoch, predovšetkým v mikrofaune, začíname zaznamenávať vplyv globálneho ochladzovania od vrchného bádeni. Rastlinný pokryv dokumentuje nástup výškovej zonality v subtropickom klimatickom pásme.

Sarmat charakterizovalo zníženie salinity plytkého epikontinentálneho mora, zapríčinené izoláciou od mediteránu. Na prepojenie s oblasťou Východnej Paratetydy poukazuje predovšetkým migrácia morských taxónov mikrofauny. Terestrické spoločenstvá, rastlinné aj živočíšne, sa podobajú bádenským a potvrdzujú subtropické podnebie s krajinou s prejavmi výškovej zonality flóry.

V panóne vzniklo v oblasti zaoblúkovej panvy kaspibrakické až sladkovodné jazero. Jeho zaplňanie usadeninami zapríčinilo postupný pokles hĺbky sprevádzaný vývojom deltových facií a nakoniec premenu západokarpatských panví na aluviálne planiny. Potvrdená je výšková zonalita a postupný ústup jazerného a močiarného prostredia smerom na juh do panónskej oblasti. To malo za následok aj ústup biotopov viazaných na humidné prostredie, predovšetkým v ponte. Koncom vrchného miocénu sa na základe štúdia paleoflóry predpokladá nástup sezónnosti, zapríčinený striedaním objemu zrážok v jednotlivých ročných obdobiach. Na základe vegetačného pokryvu predpokladáme naďalej subtropický ráz podnebia s prechodom do mierneho pásma.

Pliocén bol obdobím výraznej výškovej zonality. Okrem horských regiónov sa na charaktere krajiny výrazne podieľali nížinné oblasti porastené vegetáciou lužného lesa na riečnych nivách s efemérnymi menšími jazermi, ale aj oblasti s otvoreným, trávnatým rázom krajiny. Na základe terestrických ekosystémov predpokladáme temperovanú klímu mierneho pásma.

Pod'akovanie:

Autori touto cestou ďakujú za finančnú podporu programu EEDEN Európskej nadácii pre vedu so sídlom v Štrasburgu, Ministerstvu školstva SR a SAV, v rámci ktorého sa uskutočnili študijné pobyty doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov na zahraničných univerzitách. Vďaka patrí zároveň aj za finančnú podporu VTP z MŠ SR číslo AV/808/2002, APVT 51-045202, ako aj za granty udelené Vedeckou grantovou agentúrou SR VEGA 1/0002/03, 1/0080/03, 1/2035/05 a 2/5016/25.

Literatúra

- Andrejeva-Grigorovič, A., Baráth I., Fordinál, K., Halásová, E., Hudáčková, N., Kováč, M., Slamková, M. a Sliva, L., 2001: Litologické, sedimentologické a biostratigrafické vyhodnotenie jadra vrtu ŠVM-1 (TAJNÁ). Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie Prif. UK. 62 s.
- Andrejeva-Grigorovič, A., Kováč, M., Halásová, E. a Hudáčková, N., 2001: Litho and biostratigraphy of the Lower and Middle Miocene sediments of the Vienna basin (NE part) on the basis of calcareous nannoplankton and foraminifers. In: Scripta Fac. Sci. Nat., Univ., Masaryk. Brun., Vol. 30, Geology (Brno), s. 23 – 27.
- Andrejeva-Grigorovič, A., Kováč, M., Halásová, E., Hudáčková, N. a Zlinská, A., 2003: Rasčlenenie srede-verchnemioceenovych (Badenij – Panon) otloženij Ukrajiny i Slovakiij po Nannoplanktonu i Foraminiferam. Teoretičny ta prikladni aspekti sučasnoi biostratigrafii Fanerozoja Ukrainy (Kiiv), NANU, s. 2 – 4.
- Baldi-Béke, K., 1982: *Helicosphaera mediterranea* Müller, 1981 and its stratigraphical importance in the Lower Mioocene. In: INA Newsletter, (Hodonín), 4, p. 104 – 106.
- Banasová, M., Reháková, D., Willems, M. a Streng, M.: Diversity and stratigraphic distribution of calcareous dinoflagellates from the Late Badenian lectotype locality of Devínska Nová Ves clay pit (Vienna Basin, SW Slovak Republic), (v príprave).
- Baráth, I., Fordinál, K. a Pipík, R., 1999: Lacustrine to alluvial sedimentary cyclicity (Pannonian Zone E, Danube Basin). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 50, s. 14 – 16.
- Baráth, I., Nagy, A. a Kováč, M., 1994: Sandberg Member – Late Badenian marginal sediments on the eastern margin of the Vienna Basin. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 59 – 66.
- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti viedenskej panvy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, s. 275 – 281.
- Bartha, F., 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálat. In: Bartha, F., Kleb, B., Körössi, L., Szabóné Kilényi, E., Szátmári, P., Széles, M., Szénás, G. a Tóth, K.: A Magyarországi pannonkori kőpzódmények kutatásai. Budapest, Akadémiai kiadó, s. 9 – 172.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., a Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostatigraphy. In: SEMP (Soc. Sediment. Geol.), Spec. Publ. (Tulsa, Oklahoma), roč. 54, s. 129 – 212.
- Boersma, A., 1985: Biostratigraphy and biogeography of Tertiary bathyal benthic foraminifers: Tasman Sea, Coral Sea and

- on the Chatham Rise (Deep Sea Drilling Project Leg 90). In: *Init. Rep. DSDP*, 90, s. 961 – 1 035.
- Böhme, M., 2003: The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, s. 389 – 401.
- Boltovskoj, E., 1976: Distribution of recent Foraminifera of the South American Region. In: Hedley, R. H. a Adams, C. (eds.): *Foraminifera 2*. London – New York – San Francisco, Academic press, s. 171 – 236.
- Brestenská, E. a Jiříček, R., 1978: Ostrakoden des Badenien der Zentralen Paratethys. In: Brestenská, E. (ed.): *Chronostrat. und Neostrat., Miozän der Zentralen Paratethys, M₄ Badenien*. Bratislava, Veda, s. 405 – 439.
- Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. a Rögl, F., 2003: *KARPATIAN – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys*. Brno, s. 49 – 72.
- Cande, S. C., Kent, D. V., 1995: Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. In: *J. Geophys. Res.*, 100, s. 6 093 – 6 095..
- Cernajsek, T., 1974: Die Ostracodenfaunen der Sarmatischen Schichten in Österreich. In: Brestenská, E. (ed.): *Chronostr. und Neostr., M₅, Sarmatien*. Bratislava, Veda, s. 458 – 491.
- Cieszkowski, M., 1992: Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura nappe, Flysch Carpathians (South Poland). In: *Geol. Carpath.* (Bratislava), roč. 43, s. 339 – 346.
- Cicha, I., Čtyroká, J., Jiříček, R. a Zapletalová, I., 1975: Principal biozones of the Late Tertiary in Eastern Alps and West Carpathians. In: Cicha I. (ed.): *Biozonal Division of the Upper Tertiary Basins of the Eastern Alps and West Carpathians*. Bratislava, I. U. G. S. Proceedings of the VI Congress. s. 19 – 34.
- Cicha, I., Fahlbusch, V. a Fejfar, O., 1972: Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas (Biostratigraphic correlation of some late Tertiary vertebrate faunas in Central Europe). In: *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.* (Stuttgart), roč. 140, č. 2, s. 129 – 145.
- Corliss, B. H., 1991: Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. In: *Mar. Micropaleont.* (Amsterdam), roč. 17, s. 195 – 236.
- Csontos, L., 1995: Tertiary tectonic evolution of the intra-Carpathian area: a review. In: *Acta Vulcanologica*, 7, s. 1 – 13.
- Czásár, G. (ed.), 1997: *Basic lithostratigraphic units of Hungary*. Budapest, Geol. Inst. Hung., 114 s.
- Čierna, E., 1974: Mikropaläontologische und Biostratigraphische Untersuchung einiger Bohrproben aus der weiteren Umgebung von Rohožník. In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol. (Bratislava), roč. 26, s. 113 – 187.
- Daxner-Höck, G., 1998: Säugetiere (Mammalia) aus dem Karpat des Korneuburger Beckens. 1. Rodentia und Carnivora. In: *Beitr. Paläont., Sonderband* (Wien), 23, s. 367 – 407.
- Doláková, N. a Slamková, M., 2003: Palynological characteristics of the Karpatian sediments. In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. a Rögl, F. (eds.): *The Karpatian – an Early Miocene stage of the Central Paratethys*. Brno, Masarykova univerzita, s. 325 – 345.
- Ducasse, O. a Cahuzac, B., 1997: Les ostracodes indicateurs des paleoenvironmentsau Miocene moyen (Serravallien) en Aquitaine (Sud-Ouest de la France). In: *Revue de Micropaléontologie*, roč. 40, č. 2, s. 141 – 166.
- Escutia, C., De Santis, L., Donda, F., Dunbar, R. B., Cooper, A. K., Brancolini, G. a Eittrheim, S. L., 2005: Cenozoic ice sheet history from East Antarctic Wilkes Land continental margin sediments. In: *Global and Planetary Change*, roč. 45, č. 1 – 3, s. 51 – 81.
- Fejfar, O., 1961: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), ČSR. I. Die Fundumstände und Stratigraphie. In: *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.* (Stuttgart), roč. 111, č. 3, s. 257 – 273.
- Fejfar, O., 1964: The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnáčka near Filákov in Southern Slovakia. In: *Rozpr. Ústř. Úst. geol.* (Praha), roč. 30, s. 116.
- Fejfar, O., 1974: Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei [The Eomyids and Cricetids (Rodentia, Mammalia) of the Miocene of Czechoslovakia]. In: *Palaeontographica*, Abt. A (Stuttgart), 146, s. 100 – 180.
- Fejfar, O., 2001: The Arvicolidids from Arondelli-Triversa: a new look. In: *Bollettino della Società Palaeontologica Italiana* (Modena), roč. 40, č. 2, s. 185 – 193.
- Fejfar, O. a Heinrich, W. D., 1987: Zur biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Känozoikums in Europa an Hand von Muriden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia). In: *Čas. Mineral. Geol.* (Praha), roč. 32, č. 1, s. 1 – 16.
- Fejfar, O. a Sabol, M., 2004: Pliocene Carnivores (Carnivora, Mammalia) from Ivanovce and Hajnáčka (Slovakia). In: *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* (Frankfurt a. M.), 246, s. 15 – 53.
- Fejfar, O., Schmidt-Kittler, N. a Zacharov, M., 1987: Lophocyon carpathicus n. gen. n. sp. aus dem Jungtertiär der Ostslowakei und eine neue Unterfamilie der Schleichkatzen (Viverridae) (Lophocyon carpathicus n. gen. n. sp. from the Late Tertiary of East Slovakia and a New Subfamily of Viverrids (Viverridae)). In: *Palaeontographica*, 199, s. 1 – 22.
- Flower, B. P. a Kennet, J. P., 1994 The Middle Miocene Climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation, and global carbon cycling. In: *Paleogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.*, 108, s. 537 – 555.
- Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene – Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine – Western Carpathian junction. In: *Tectonophysics* (Amsterdam), 242, s. 151 – 182.
- Fordinál, K., 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok-clay pit). In: *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), roč. 3, č. 4, s. 263 – 283.
- Fordinál, K., 1998: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northern part of the Danube basin. In: *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), roč. 4, č. 4, s. 293 – 300.
- Fordinál, K., 1999: Paleoeokologické pomery severného okraja podunajskej panvy v priebehu vrchného panónu. In: *Zem. Plyn Nafta* (Hodonín), roč. 43, č. 3, s. 435 – 442.
- Fordinál, K. a Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Trábeč). In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 102, s. 51 – 54.
- Fordinál, K., Nagy, A. a Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čel'adiniec (západný okraj pohoria Trábeč). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 28, č. 4, s. 307 – 311.
- Fordinál, K. a Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holičského súvrstvia (sarmat) v Skalici (Viedenská panva). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 30, č. 2, s. 137 – 146.
- Freudenthal, M. a Suárez, E. M., 1999: Family Muridae. In: Rössner, G. E. a Heissig, K. (eds.): *The Miocene Land Mammals of Europe*. München, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, s. 401 – 409.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., and Smith, A. G., Agterberg, F. P., Bleeker, W., Cooper, R. A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L. A., House, M. R., Lourens, L., Luterbacher, H. P., McArthur, J., Melchin, M. J., Robb, L. J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B. R., Ali, J., Brinkhuis, H., Hilgen, F. J., Hooker, J., Howarth, R. J., Knoll, A. H., Laskar, J., Monechi, S., Plumb, K. A., Powell, J., Raffi, I., Röhl, U., Sadler, P., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N. J., Shields, G. A., Strauss, H., Van Dam, J., van Kolfshoten, T., Veizer, J., and Wilson, D., 2004: *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 p.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen imWiener Becken und den benachbarten

- Molasse-Anteilen. In: Öl u. Kohle (Berlin), roč. 37, s. 595 – 602.
- Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. In: Mitt. Reichsamts Bodenforsch. (Freiberg i. Sa.), roč. 6, s. 33 – 44.
- Gross, M., 2002. Mittelmiozäne Ostracoden aus dem Wiener Becken (Badenium/Sarmatium, Österreich). Unpublished thesis, Graz, Karl-Franzens-Universität, 343 s.
- Gross, M., 2004. Zur Ostracodenfauna (Crustacea), Paläoökologie und Stratigrafie der Tongrube Mataschen (Unter-Pannonium, Steirisches Becken, Österreich). In: Joannea – Geologie und Paläontologie, 5, s. 49 – 129.
- Haq, B. U., 1991: Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. In: Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 12, s. 3 – 39.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. a Vail, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: Wilgus, C. K. et al.: Sea-level changes – an integrated approach. SEMP Spec. Publ., roč. 42, s. 71 – 108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., Graciansky, P. C. a Vail, P. R., 1998: Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: Graciansky, P. Ch., Hardenbol, J., Jacquin T. a Vail, P., 1998: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Spec. Publ., č. 60, 786 s.
- Harland, R., 1983: Recent and Late Quarternary (Flandrian and Devensian) dinoflagellate cysts in bottom sediments of North Atlantic Ocean and Adjacent seas. In: Paleontology (London), roč. 26, č. 2, s. 321 – 387.
- Harzhauser, M., Daxner-Höck, G. a Piller, W. E., 2004: An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. In: Aust. J. Earth Sci., 95/96, s. 6 – 19.
- Harzhauser, M. a Mandic, O., 2004: The muddy bottom of Lake Pannon – a challenge for dreissenid settlement (Late Miocene; Bivalvia). In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 204, s. 331 – 352.
- Harzhauser, M., Mandic, O. a Zuschin, M., 2003: Changes in Paratethyan marine molluscs at the Early/Middle Miocene transition: diversity, palaeogeography and palaeoclimate. In: Acta geol. pol. (Warszawa), roč. 53, č. 4, s. 323 – 339.
- Harzhauser, M. a Piller, W. E.: Stratigraphic table. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v tlači.
- Harzhauser, M. a Tempfer, P., 2004: Late Pannonian Wetland Ecology of the Vienna Basin based on Molluscs and Lower Vertebrate Assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). In: Cour. Senckenberg. Naturforsch. Gesell., 246, s. 55 – 68.
- Harzhauser, M., Kowalke, T. a Mandic, O., 2002: Late Miocene (Pannonian) gastropods of Lake Pannon with special emphasis on early ontogenetic development. In: Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 103 A, s. 75 – 141.
- Holec, P., 1981: Occurrence of Hipparion primigenium (H. v. Meyer, 1829) (Mammalia, Equidae) remnants in the Neogene of the Western Carpathians (Slovakia, Czechoslovakia). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 4, s. 427 – 447.
- Holec, P., Klembara, J. a Meszároš, Š., 1987: Discovery of new Fauna of marine and terrestrial Vertebrates in Devínska Nová Ves. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 349 – 356.
- Holec, P. a Sabol, M., 1996: Tret'ohorné stavovce (Vertebrata) Devínskej Kobyly (Tertiary Vertebrates from Devínska Kobyla). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, č. 6, s. 519 – 522.
- Holec, P. a Schlögl, J., 2000: Find of Trionyx rostratus Arth. in the Upper Badenian deposits of the Male Karpaty Mts., Western Carpathians. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 6, č. 2 – 3, s. 106 – 109.
- Horváth, F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 226, s. 333 – 357.
- Horváth, F., 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian basin and its bearing on hydrocarbon exploration. In: Marine and Petroleum Geology, 12, s. 837 – 844.
- Horváth, F. a Cloetingh, S., 1996: Stress-induced late-state subsidence anomalies in the Pannonian Basin. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 266, s. 287 – 300.
- Horváth, F., Dovenyi, P., Szalay, S. a Royden, L. H., 1988: Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: Royden, L. H. a Horváth F. (eds.): The Pannonian Basin. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. (Tulsa), 45, s. 355 – 372.
- Horváth, F. a Royden, L., 1981: Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. In: Earth Evol., Sci., 3/4, s. 307 – 316.
- Hudáčková, N., 1995: Dinoflagellata from the Pannonian sediments of the NW part of Vienna basin. In: Romanian Journal of Stratigraphy, roč. 76, č. 7.
- Hudáčková, N., Banasová, M., Halásová, E., Reháková, D. a Lintnerová, O., 2003: Distribution of planktonic and benthic foraminifera in correlation with calcareous dinocysts derived from the Devínska Nová Ves clay pit and their evidence for environmental reconstruction, sequence and biostratigraphy, EEDEN (Environments and Ecosystem Dynamics of the Eurasian Neogene). Zborník. Stará Lesná, Univerzita Komenského Bratislava, s. 42 – 46.
- Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti viedenskej panvy vo vrchnom bádane a sarmate. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 202 – 211.
- Hudáčková, N. a Král, J., 2002: Radiometric dating. In: Kováč, M. (ed.): Tektonogenéza sedimentárnych paniev Západných Karpát – viedenská panva. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 81 s.
- Hudáčková, N. a Spezzaferri, S., 2002: Statistical approach to reconstruct paleoenvironments: an example from the the Miocene of Devínska Nová Ves (Central Paratethys, Vienna Basin Slovak part). EMMM 2002. The third International Congress Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology, Vienna, s. 99 – 101.
- Hurai, V., Kihle, J., Kotulová, J., Marko, F. a Świerczewska, A., 2002: Origin of methane in quartz crystals from the Tertiary accretionary wedge and fore-arc basin of the Western Carpathians. In: Appl. Geochem., 17, s. 1 259 – 2 171.
- Ivanov, M., 1998: The Snake Fauna of Devínska Nová Ves (Slovak Republic) in Relation to the Evolution of Snake Assemblages of the European Middle Miocene. In: Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., LXXXIII, s. 159 – 172.
- Jiríček, R., 1974. Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmats s. str. In: Brestenská, E. (ed.): Chronostr. und Neostr., M₅, Sarmatien. Bratislava, Veda, s. 434 – 457.
- Jiríček, R., 1979: Tectogenetic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. In: Mahel, M. (ed.): Tectonic profiles of the West Carpathians. Konf. Symp. Sem., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 205 – 214.
- Jiríček, R., 1983. Redefinition of the Oligocene and Neogene Ostracod Zonation of the Paratethys. In: Knih. Zem. Plyn. Nafta (Hodonín), č. 4, s. 195 – 236.
- Jiríček, R., 1983. Redefinition of the Oligocene and Neogene Ostracod Zonation of the Paratethys. In: Knih. Zem. Plyn. Nafta (Hodonín), č. 4, s. 195 – 236.
- Jiríček, R., 1985. Die Ostracoden des Pannonien. In: Papp, A. (ed.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentral Paratethys, Bd. VII, M₆ Pannonien (Slavonien und Serbien). Budapest, Akadémiai Kiado, s. 378 – 408.
- Jiríček, R., 1988. Stratigrafie, paleogeografie a mocnost sedimentů v neogénu viedeňské pánve. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. XXXIII, č. 4, s. 583 – 622.

- Jiříček, R. a Švagrůvský, J., 1975: Biozones of brachy- to oligohaline mollusc of late Tertiary in the central Paratethys. In: Cicha I. (ed.): Biozonal division of the upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians. Prague, Geol. Survey, s. 45 – 56.
- Kennet, J. P. a Srinivassan, M. S., 1983: Neogene planktonic foraminifera – A Phylogenetic Atlas. New York, 260 s.
- Kojumdgieva, E., 1970: Evolution des Mollusques Sarmatiens. In: Bull. Geol. Institute, ser. Paleont., 19, s. 25 – 64.
- Konečný, V., Kováč, M., Lexa, J. a Šefara, J., 2002: Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle. In: EGS Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 1, s. 105 – 123.
- Köthe, A., 1990: Paleogene dnoflagellates from northwest Germany. In: Geol. Jb., A (Hannover), č. 118, s. 110.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Bratislava, Veda, s. 5 – 203.
- Kováč, M., Andreyeva-Grigorovich, A., Brzobohatý, R., Fodor, L., Harzhauser, M., Oszczykko, N., Pavelic, D., Rögl, F., Saftic, B., Sliva, L. a Stránik, L., 2003: Karpatian paleogeography, tectonic and eustatic changes. In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. a Rögl, F., 2003: KARPATIAN – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Brno, s. 49 – 72.
- Kováč, M. a Baráth, I., 1995: Tektono-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, s. 1 – 11.
- Kováč, M., Baráth, I., Harzhauser, M., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 2004: Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. In: Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg (Frankfurt am Main), č. 246, s. 187 – 212.
- Kováč, M., Baráth, I., Kováčová-Slamková, M., Pipík, R., Hlavatý, I. a Hudáčková, N., 1998b: Late Miocene paleoenvironments and sequence stratigraphy: northern Vienna basin. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 49, č. 6, s. 445 – 458.
- Kováč, M., Bielik, M., Lexa, J., Pereszlényi, M., Šefara, J., Túniy, I. a Vass, D., 1997: The Western Carpathian intramontane basins. In: Greclia, P. et al. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Košice, Miner. slov., Monograph., s. 43 – 65.
- Kováč, M., Holcová, K. a Nagymarosy, A., 1999: Paleogeography, paleobathymetry and relative sea-level changes in the Danube Basin and adjacent areas. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 50, č. 4, s. 325 – 338.
- Kováč, M. a Hudáčková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events with sea level changes in the northwestern margin of the Vienna Basin. In: Zbl. Geol. Paläont., Teil 1 (Stuttgart), č. 5/6, s. 457 – 469.
- Kováč, M., Kováč, P., Marko, M., Karoli, S. a Janočko, J., 1995: The East Slovakian Basin – A complex back-arc basin. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 252, s. 453 – 466.
- Kováč, M., Král, J., Márton, M., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine Uplift History of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 45, č. 2, s. 83 – 96.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Holcová, K., Hudáčková, N. a Zlinská, A., 2001: Paleogeography, paleoecology and eustasy: Miocene 3rd order cycles of relative sea-level changes in the Western Carpathian – North Pannonian basins. In: Acta geol. hung., roč. 44, č. 1, s. 1 – 45.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Oszczykko, N., Slaczka, A., Csonotos, L., Marunteanu, M., Matenco, L. a Márton, M., 1998a: Palinspastic reconstruction of the Carpathian – Pannonian region during the Miocene. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 189 – 217.
- Kováč, M., Nagymarosy, A., Soták, J. a Šutovská, K., 1993: Late Tertiary Paleogeographic Evolution of the West Carpathians. In: Tectonophysics (Amsterdam), 226, 1 – 4, s. 401 – 416.
- Kováč, M., Baráth, I., Fordinál, K., Grigorovich, A. S., Halássová, E., Hudáčková, N., Joniak, P., Sabol, M., Slamková, M., Sliva, L., Törökóvá, I. a Vojtko, R., v tlači: Late Miocene to Early Pliocene sedimentary environments and climatic changes in the Alpine – Carpathian – Pannonian junction area: a case study from the Danube Basin northern margin (Slovakia). In: Paleogeogr. Paleocool. Paleoclim.
- Kowalke, T. a Harzhauser, M., 2004: Early ontogeny and paleoecology of the Mid-Miocene risoid gastropods of the central Paratethys. In: Acta palaeont. pol. (Warszawa), roč. 49, s. 111 – 134.
- Kretzoi, M. a Fejfar, O., 1982: Viverriden (Carnivora, Mammalia) im europäischen Altpleistozän. In: Z. geol. Wiss. (Berlin), roč. 10, č. 7, s. 979 – 995.
- Kvaček, Z., Dvořák, Z., Mach, K. a Sakala, J., 2004: Třetihorní rostliny severočeské hnědouhelné pánve. Chomutov – Severočeské doly. Praha, Granit, 159 s.
- Kvaček, Z., Kovar-Eder, J., Kováč, M., Doláková, N., Jechorek, H., Parashiv, V., Slamková, M. a Sliva, L.: Geodynamic evolution of the landscape and vegetation in the Central Paratethys during the Miocene. In: Geol. Carpath. (Bratislava), v tlači.
- Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hlůška, M. a Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube Basins. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 252, s. 433 – 451.
- Lehotayová, R. a Ondrejčíková, A., 1966: Fauna lanzendorfskej série od Bajtavy (JV časť podunajskej nížiny). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 40, s. 39 – 54.
- Lueger, J. P., 1978: Klimaentwicklung im Pannon und Pont des Wiener Beckens aufgrund von Landschneckenfaunen. In: Anz. Österr. Akad. Wiss. (Wien), 6, s. 137 – 149.
- Magyar, I., Geary, D. H. a Müller, P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, č. 147, s. 151 – 167.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. second Planktonic Conference, Roma, 1970, 2, s. 739 – 785.
- Marunteanu, M., 1997: Pannonian Nannoplankton Zonation. International Symposium Geology in the danube Gorges, Geologija derdapa, Orszova, s. 263 – 265.
- Meulenkamp, J. E., Kováč, M. a Cicha, I., 1996: On Late Oligocene to Pliocene depocentre migrations and the evolution of the Carpathian – Pannonian system. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 266, s. 301 – 317.
- Meulenkamp, J., Iaccarino, S. (eds.), 2002: Results of (*Paleogeography/Time Stratigraphy Working Group*), Parma, Italy, September 2002.
- Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku (Geological Excursions along Slovakia). Bratislava, SPN, 359 s.
- Morzadec-Kerfourn, M. T., 1977: Paléoenvironments, du Tardiglaciaire au recent, en Méditerranée orientale, á la l'Est du delta du pil, l'apport des microfossiles a membrane organique. In: Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine (Paris), roč. 12, č. 1, s. 267 – 275.
- Mosbrugger, V. a Utescher, T., 1997: The coexistence approach a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial paleoclimate data using plant fossils. In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, č. 134, s. 61 – 86.
- Murray, J. W., 1991: Ecology and Palaeoecology of benthic Foraminifera. London, 390 s.
- Müller, P., Geary, D. H. a Magyar, I., 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolu-

- tion, and family-level taxonomy. *Lethaia* (Oslo), roč. 32, č. 1, s. 47 – 60.
- Nemčok, M. a Lexa, J., 1990: Evolution of the basin and range structure around Žiar mountain range. In: *Geol. Zbor. Geol. Carpath.* (Bratislava), roč. 41, s. 229 – 258.
- Ondrejčková, A., 1975: Mäkkýše z miocénnych sedimentov Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Oszczypko, N., 2003: The Polish Outer Carpathians and their Foredeep in the Karpatian. In: Brzobohatý, R., Cicha, I., Kováč, M. a Rögl, F., 2003: KARPATIAN – a Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. Brno, s. 49 – 72.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. In: *Mitt. Geol. Gesell.* (Wien), (1946 – 1948), 39 – 41, s. 99 – 193.
- Papp, A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. In: *Mitt. Geol. Gesell.* (Wien), 44, s. 85 – 222.
- Papp, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. In: *Mitt. Geol. Gesell.* (Wien), 45, 112 s.
- Papp, A., 1974: Die Molluskenfauna der Sarmatischen Schichten-gruppe. In: Papp, A., Marinescu, F., Seneš, J. et al., 1974: Chronostratigraphie und Neostatotypen, IV, Miozän M₅ Sarmatien. Bratislava, Veda, s. 318 – 376.
- Papp, A., 1985: Die Gliederung des Pannonien. In: Papp, A., Jámor, Á., Steininger, F. F. et al.: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän M₆ Pannonien. Budapest, Akadémiai Kiadó, s. 28 – 29.
- Paramonova, N. P., 1994: Istorija sarmatskych a akčagylskich dvustvorčatych molljuskov. In: *Trudy paleont. Inst.* (Moskva), č. 260, 212 s.
- Pavlič, D., 2001: Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin System. In: *Basin Research*, 13, s. 359 – 376.
- Pipík, R., 1998: Salinity changes recorded by ostracoda assemblages found in Pannonian sediments in the western margin of the Danube Basin. In: *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Pau, Mém., 20, s. 167 – 177.
- Pipík, R., 2002: Fauna lastúrníček (Ostracoda) blažovského a martinského súvrstvia (Turčianska kotlina). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 34, s. 105 – 112.
- Pipík, R., 2004: Sladkovodné lastúrníčky (Ostracoda) a vrchnomiocénne paleobioty severnej časti Turčianskej kotliny. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 36, č. 2, s. 87 – 100.
- Pipík, R. a Bodergat, A. M., 2004a: Euxinocythere (Ostracoda, Cytheridae, Leptocytherinae) du Miocène supérieur du Bassin de Turiec (Slovaquie): taxonomie et paléoécologie. In: *Rev. Micropaléont.* (Paris), roč. 47, č. 1, s. 36 – 52.
- Pipík, R. a Bodergat, A. M., 2004b: Cyprididae (Ostracoda) du Miocène supérieur du Bassin de Turiec (Slovaquie): Taxonomie et Paléoécologie. In: *Rev. Micropaléont.* (Paris), roč. 47, č. 4, s. 225 – 242.
- Pipík, R., Fordinál, K., Slamková, M., Starek, D. a Chalupová, B., 2004: Annotated checklist of the Pannonian microflora, evertbrate and vertebrate community from Studienka, Vienna Basin. In: *Scripta Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykianae Brunensis, Geology*, 31 – 32 (2001 – 2002), s. 47 – 54.
- Pipík, R. a Holec, P., 1998: Pannonian ostracods (Crustacea, Ostracoda) and vertebrates (Chordata, Vertebrata) from loam pit of the brick yard in Borský Svätý Jur. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 30, s. 185 – 194.
- Pisera, A., 1996: Miocene reefs of the Paratethys: a review. In: *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, s. 97 – 104.
- Planderová, E., 1972: Pliocénne sporomorfy z oblasti Západných Karpát a ich stratigrafická interpretácia. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 59, s. 209 – 284.
- Planderová, E., 1990: Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 144 s.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. In: *Geol. Carpath.* (Bratislava), roč. 42, č. 4, s. 195 – 208.
- Pogacsas, G. a Seifert, P., 1991: Vergleich der neogenen Meeresspiegelschwankungen im Wiener und im Pannonischen Becken. In: Lobitzer a Császár (eds.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*, Wien, s. 93 – 100.
- Pokorný, V., 1954: Paleontologický výzkum neogenních vrstev v oblasti Sučany – Kľačany. In: *Věst. Ústf. Úst. geol.* (Praha), roč. XXIX, č. 2, s. 81 – 84.
- Rögl, F., 1998: Paleogeographic Consideration for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). In: *Ann. Naturhist. Mus.* (Wien), 99 A, s. 279 – 310.
- Rögl, F. a Daxner-Höck, G., 1996: Late Miocene Paratethys correlations. In: Bernor, R. L., Fahlbusch, V. a Mittmann, H.-W. (Eds.): *The evolution of Western Eurasian Neogene mammal faunas*. New York, Columbia University Press, s. 47 – 55.
- Rögl, F., Zapfe, H., Bernor, L. R., Brzobohatý, R. L., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Herrmann, P., Rabeder, G., Schultz, P. and Zetter, R. 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). In: *Jb. Geol. Bundesanst.* (Wien), 136, Heft 2, s. 503 – 526.
- Rögl, F., Spezzaferri, S. a Coric, S., 2002: Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene transition) in Austria (Central Paratethys). In: *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* (Frankfurt a. M.), č. 237, s. 47 – 67.
- Rögl, F. a Steininger, F. F., 1984: Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-pacific seaways. In: Brenchley, P. J. (ed.): *Fossils and climate. Geol. Journ., spec. iss.*, New York, John Wiley and Sons, s. 171 – 200.
- Rudinec, R., 1989: New view on the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 21, s. 27 – 42.
- Rudinec, R., 1990: Vertical distribution of Neogene sediments in the Transcarpathian depression. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 22, s. 393 – 398.
- Řeháková, Z., 1967: Die fossilen Diatomeen der Karpatischen Serie aus der Vortiefe in Mähren und aus dem Wiener Becken. In: Cicha, I., Seneš, J. a Tejkal, J. (eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän der Zentralen Paratethys M3, Karpatien*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 257 – 268.
- Řeháková, Z., 1977: Marine planktonic diatom zones of the Central Paratethys, Miocene and their correlation. In: *Věst. Čes. Geol. Úst.*, 55, s. 147 – 157.
- Sabol, M. a Holec, P., 2002: Temporal and spatial distribution of Miocene mammals in the Western Carpathians (Slovakia). In: *Geol. Carpath.* (Bratislava), roč. 53, č. 4, s. 269 – 279.
- Schlögl, J. a Holec, P., 2005: Crocodile remains from the Middle Miocene (Late Badenian) of the Vienna Basin (Sandberg, Western Slovakia). In: *Slovak Geol. Mag.* (Bratislava), v tlači.
- Sitár, V., 1958: Panónska flóra z okolia Pezinku podľa peľových analýz. In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, *Geol.* (Bratislava), č. 1.
- Sitár, V., 1966: Paleoflóra Turčianskej kotliny a jej vzťahy k stredo európskym flóram. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 123.
- Sitár, V., 1969: Die Paläoflora des Turiec-Beckens und ihre Beziehung zu den Mitteleuropäischen Floren. In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, *Geol.* (Bratislava), 17, s. 191 – 206.
- Sitár, V. a Kováčová-Slamková, M., 1999: Palaeobotanical and palynological study of the Upper Badenian sediments from the NE part of the Vienna Basin (locality Devínska Nová Ves). In: *Acta Palaeobot. Suppl.*, č. 2, s. 373 – 389.

- Sitár, V., Planderová, E. a Čierna, E., 1987: Knowledge on fossil flora of the Handlová – Nováky lignite basin obtained from the Vt-D-5 grillhole. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 12, s. 69 – 80.
- Sitár, V. a Takáč, M., 1993: Neogene Flora of Nováky Coal Basin, Locality Lehota pod Vtáčnikom. In: Acta Univ. Comen., Geol. (Bratislava), č. 49, s. 63 – 96.
- Slamková, M., 2004: Paleovegetácia a klimatické trendy počas stredného a vrchného miocénu vo viedenskej panve. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie, 87 s.
- Spezzaferri, S., 1995: Planktonic foraminiferal paleoclimatic implications across the Oligocene-Miocene transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). In: Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., č. 114, s. 43 – 74.
- Spezzaferri, S., 1996: Paleoclimatic interpretation of the late Oligocene – early Miocene planktonic foraminiferal record from the Lemme-Carrosio section (northern Italy). In: Giornale di geologia, 58, s. 119 – 139.
- Spezzaferri, S. a Premoli Silva, I., 1991: Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoclimatic interpretation from Hole 538A, DSDP Leg 77, Gulf of Mexico. In: Palaeogeography, Palaeoclim., Palaeoecol., č. 83, s. 217 – 263.
- Spezzaferri, S., Roegl, F., Coric, D. a Hohenegger, J., 2004: Paleoenvironmental changes and agglutinated foraminifera across the Karpatian/Badenian (Early/Middle Miocene) boundary in the Styrian Basin (Austria, Central Paratethys). In: Bubik, M. a Kaminski, M. A. (eds.): Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera Grzybowski Foundation Special Publication, č. 8, s. 423 – 459.
- Sprovieri, R., Bonomo, S., Caruso, A., Di Stefano, A., Di Stefano, E., Foresi, L.M., Iaccarino, S., Lirer, F., Mazzei, R. a Salvatorini, G., 2002: An Integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology of the Mediterranean Middle Miocene. In: Riv. It. Paleont. Strat., roč. 108, 2, s. 337– 353.
- Steininger, F. F., 1999: Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the Miocene European land mammal megazones, (ELMMZ) and the Miocene mammal zones, (MN-zones). In: Rössner, G. E., Heissig, K. (eds.), The Miocene land Mammals of Europe. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, Germany.
- Šarinová, K., 2004: Petrografická analýza červených sedimentov spodného kvartéru Nitrianskej a Trnavskej pahorkatiny a Trenčianskej kotliny. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK, 110 s.
- Šarinová, K. a Maglay, J., 2002: Sedimentology and petrography of Lukáčovce Mb. in the Nitrianska pahorkatina Upland. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 8, č. 1, s. 3 – 13.
- Špinar, Z. V., Klembara, J. a Meszároš, Š., 1993: A new toad from the Miocene at Devínska Nová Ves (Slovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 17, s. 135 – 160.
- Šutovská, K., 1990: Paleoeológia bentózných foraminifer oligocénu a miocénu tylovej a vnútornej molasy Západných Karpát. Autoreferát dizertácie na získanie vedeckej hodnosti kandidáta geologických vied. Manuskript. Bratislava, 21 s.
- Šutovská, K., 1991: shallow-water assemblages of Neogene foraminifers of the Western part of the Western Carpathians. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), roč. 47, č. 1, s. 95 – 113.
- Šutovská, K. a Kantor, J., 1992: Oxygen and carbon isotopic analysis of Karpatian foraminifera from LKS borehole (Southern Slovakian Basin). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 24, s. 209 – 218.
- Švagrovský, J., 1960: Biostratigrafia miocénu a ekológia makrofauny oporného vrtu Sečovce I. In: Práce výzk. úst. Čs. Naft. Dolů, (Praha), sv. 15, publ. 55 – 61, s. 53 – 93.
- Švagrovský, J., 1978: Faciostratotypus Devínska Nová Ves – Sandberg (Devínska Nová Ves – Sandberg faciostratotype). In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. M₄ Badenien (Chronostratigraphy and Neostratotypes. Miocene of the Central Paratethys. M₄ Badenian). Bratislava, Veda, s. 188 – 193.
- Takáč, M., 1970: Miocénna flóra hornej Nitry (The Miocene Flora of Upper Nitra). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tari, G., Horváth, F. a Rumlper, J., 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 208, s. 203 – 219.
- Túnyi, I., Vass, D., Karoli, S., Janočko, J., Halásová, E., Zlinská, A. a Beláček, B., 2005: Magnetostratigraphy of Badenian evaporite deposits, East Slovak Basin. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 56, č. 3, s. 37 – 41.
- Van der Zwaan, G. J. a Gudjonsson, L., 1986: Middle Miocene – Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. In: Mar. Micropaleont. (Amsterdam), 10, s. 71 – 90.
- Van Morkhoven, F. P. C. M., 1962: Post-paleozoic Ostracoda, Their Morphology, Taxonomy, and Economic Use. I (1962), II (1963). Amsterdam – London – New York, Elsevier Publishing Company, s. 1 – 204, 1 – 478.
- Vass, D., 1998: Neogene geodynamic development of the Carpathian arc during the Neogene. In: Rakús, M.: Geodynaic evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov., Monograph., s. 189 – 217.
- Vass, D., Hók, J., Kováč, P. a Elečko, M., 1993: The Paleogene and Neogene tectonic events of the Southern Slovakia depressions in the light of the stress-field analyses. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, č. 2, s. 79 – 92.
- Vass, D., Konečný, V., Túnyi, I., Dolinský, P., Balogh, K., Hudáčková, N., Kováčová-Slamková a M., Beláček, B., 2000: Origin of the Pliocene Vertebrate Bone Accumulation at Hajnáčka, Southern Slovakia. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 51, č. 2, s. 69 – 82.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1988: Molasse basins and volcanic activity in Western Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 39, č. 5, s. 539 – 561.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G. P., Smith, W. K. a Woollcott, K. S., 1977: The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from the regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. In: Mar. micropaleont. (Amsterdam), č. 2, s. 121 – 200.
- Wernike, G., 1985: Uniform sense simple shear of continental lithosphere. In: Canad. J. Earth Sci. (Ottawa), 22, s. 108 – 125.
- Young, J. R., 1998: Neogene. In: Bown, P. R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy (Vol. 8). Dordrecht, Kluwer Academic, s. 225 – 265.
- Zágoršek, K., 1985: Rekonštrukcia sedimentačných a životných podmienok podmorskej jaskynky na Devínskej Kobyle (Reconstruction of sedimentary and life conditions of a submarine cave in Devínska Kobyla hill). Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK.
- Zelenka, J., 1985: Badenian Ostracoda from Podivín (Vienna Basin – southern Moravia). In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. 60, č. 4, s. 245 – 252.

