

Významné eventy v paleogeografii severnej časti Dunajskej panvy – nástroj na upresnenie stratigrafie jej vrchnomiocénnej a pliocénnej výplne

Michal Kováč¹, Rastislav Synak¹, Klement Fordinál² & Peter Joniak¹

¹Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; kovacm@fns.uniba.sk, synak@fns.uniba.sk, joniak@fns.uniba.sk

²Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; klement.fordinal@geology.sk

AGEOS Dominant events in the northern Danube Basin palaeogeography – a tool for specification of the Upper Miocene and Pliocene stratigraphy

Abstract: Late Neogene palaeogeography and geodynamics of the Danube Basin is characterized by wide rifting of the back arc basin, its gradual infill, followed by the Pliocene uplift and denudation. Basin development is well recorded in its sedimentary succession, where three 3rd order sequence stratigraphy cycles were documented. DB1 cycle comprising the Lower and Middle Pannonian sediments (A – E zones sensu Papp, 1951) deposited in time span 11.6 – (9.7?) 8.9 Ma is represented in Slovakia by the Ivanka and Beladice formations, in Hungary (where the formations are defined as appearance of sedimentary facies in time and space) the equivalents are: deepwater setting marls, clays and sandy turbidites of the Endrőd and Szolnok formations, towards overlying strata by deposits of the basin palaeoslope or delta-slope represented by the Algó Formation and the final shallow water setting deposits of marches, lagoons, coastal and delta plain built up by clays, sands with coal seams, represented by the Újfalú Formation. DB2 cycle comprises the Upper Pannonian sediments of the Danube Basin (F, G & H zones sensu Papp, 1951) deposited in time span (9.7?) 8.9 – 6.3? Ma and is represented by the uppermost part of the Beladice and Volkovce formations, in Hungary by the Zagyva Formation. Sedimentary environment can be characterized as alluvial – with wide range of facies – from fluvial, deltaic, ephemeral lake to marches and dry land deposits. DB3 cycle comprises the Pliocene sediments of the Danube Basin Slovak part represented by the Kolárovo Formation, dated 4.1? – 2.6 Ma. The formation was deposited in fluvial to lake, and alluvial environment.

Key words: Lake Pannon, Danube Basin; Upper Miocene; Pliocene; paleogeography; stratigraphy

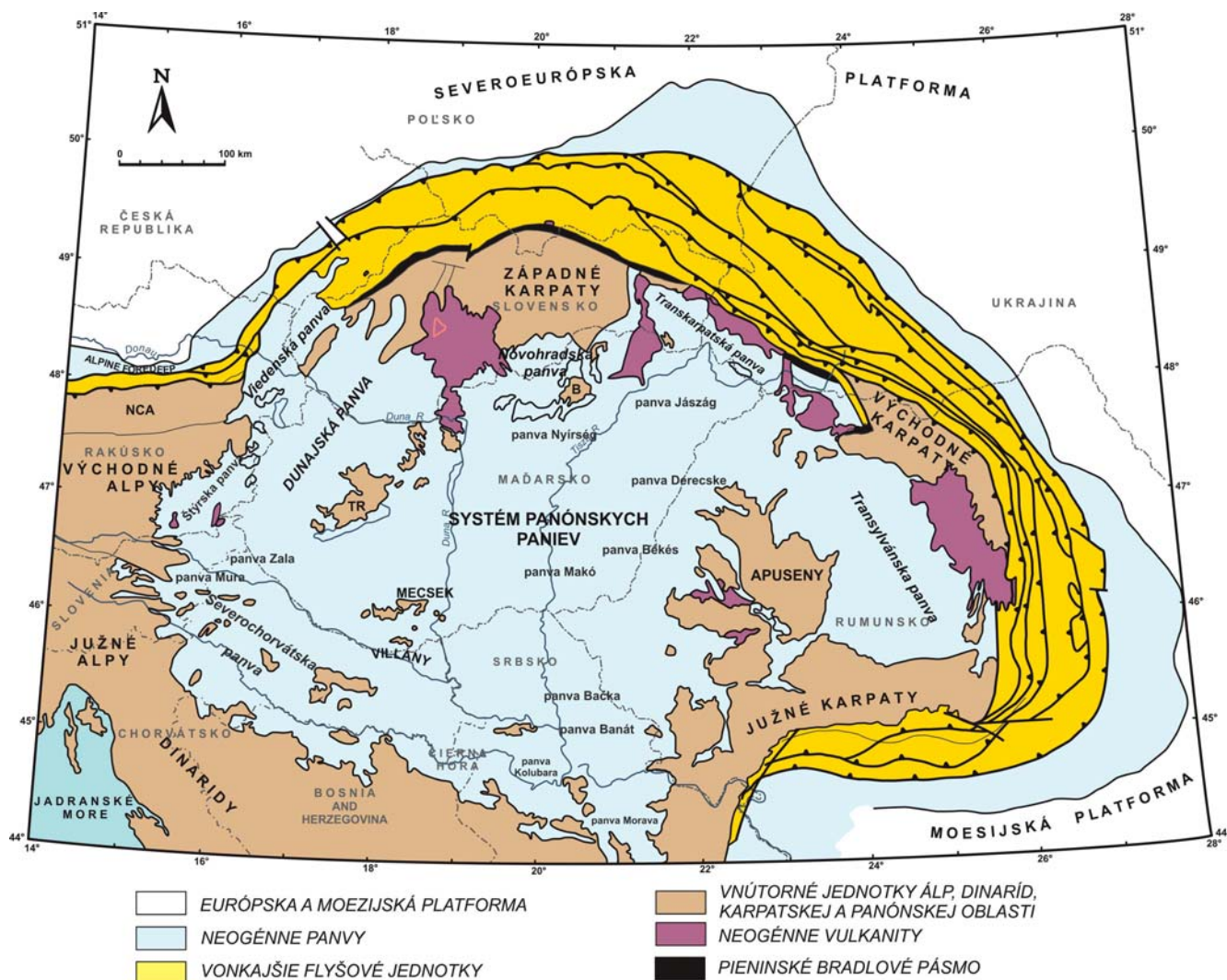
1. ÚVOD

Vrchnomiocénny paleogeografický vývoj západokarpatského orogénu a panónskeho systému zaoblúkových paniev (Obr. 1) môžeme charakterizovať viacerými geodynamickými a paleogeografickými zmenami. Tieto udalosti sú dobre čitateľné v sedimentárnom zázname jednotlivých paniev/depocentier, kde usadeniny vrchného miocénu a pliocénu vykazujú v čase a priestore prechod z brakických a jazerných, prevažne jemnozrnných panvových sedimentov, do aluviálnych usadenín, riečnych usadenín alebo usadenín efemerálnych jazier (Kováč et al., 1999; Magyar et al., 1999).

Ranné štádiá vývoja panónskeho systému zaoblúkových paniev zo začiatku kontroloval široký rifting sprevádzaný vznikom nových depocentier typu grábenov a half grábenov (napr. Viedenská, Dunajská a Východoslovenská panva, panvy v oblasti Veľkej uhorskej nížiny s depocentrami v oblasti Hód, Makó atď.), alebo paniev typu pull-apart v strižných zónach (napr. v oblasti stredomaďarskej zlomovej línie; panva Derecke). Tento rifting viedol k vzniku rozsiahleho sedimentačného priestoru –

Panónskeho jazera, ktoré miestami dosahovalo paleohĺbku viac než 300 m a v dobe maximálnej záplavy (okolo 9,5 mil. rokov) sa rozprestieralo na území takmer celého panónskeho zaoblúkového priestoru, od dnešnej Viedenskej až po Transylvánsku panvu (Magyar et al., 1999).

Subsistencia jednotlivých depocentier panónskeho systému zaoblúkových paniev je dobre dokumentovaná počas celého panónu, pričom charakteristickým znakom je postupné zapĺňanie sedimentačného priestoru od SZ k JV (Meulenkamp et al., 1996; Magyar et al., 1999). Aktivita poklesových zlomov v extenznom tektonickom režime bola koncom vrchného miocénu vystriedaná termálnou subsidenciou (Horváth, 1993; Hrušecký et al., 1996). Vychladnutie litosféry a strata tepelnej energie vyzdvihnutej astenosféry v zaoblúkovvej doméne (Konečný et al., 2002) viedla následne k zníženiu jej plastických vlastností (Lankreijer et al., 1995; 1999; Bada, 1999; Dérerová et al., 2006), a tak koncom vrchného miocénu nastupuje v časti zaoblúkovvej oblasti transpresný tektonický režim, dokumentovaný vrásnením panónskych usadenín (napr. „sávske vrásy“), vyzvolaný tlakom na sever sa pohybujúcej adriatickej mikroplat-



Obr. 1. Karpatsko – panónska oblasť (podľa Kováč, 2000).

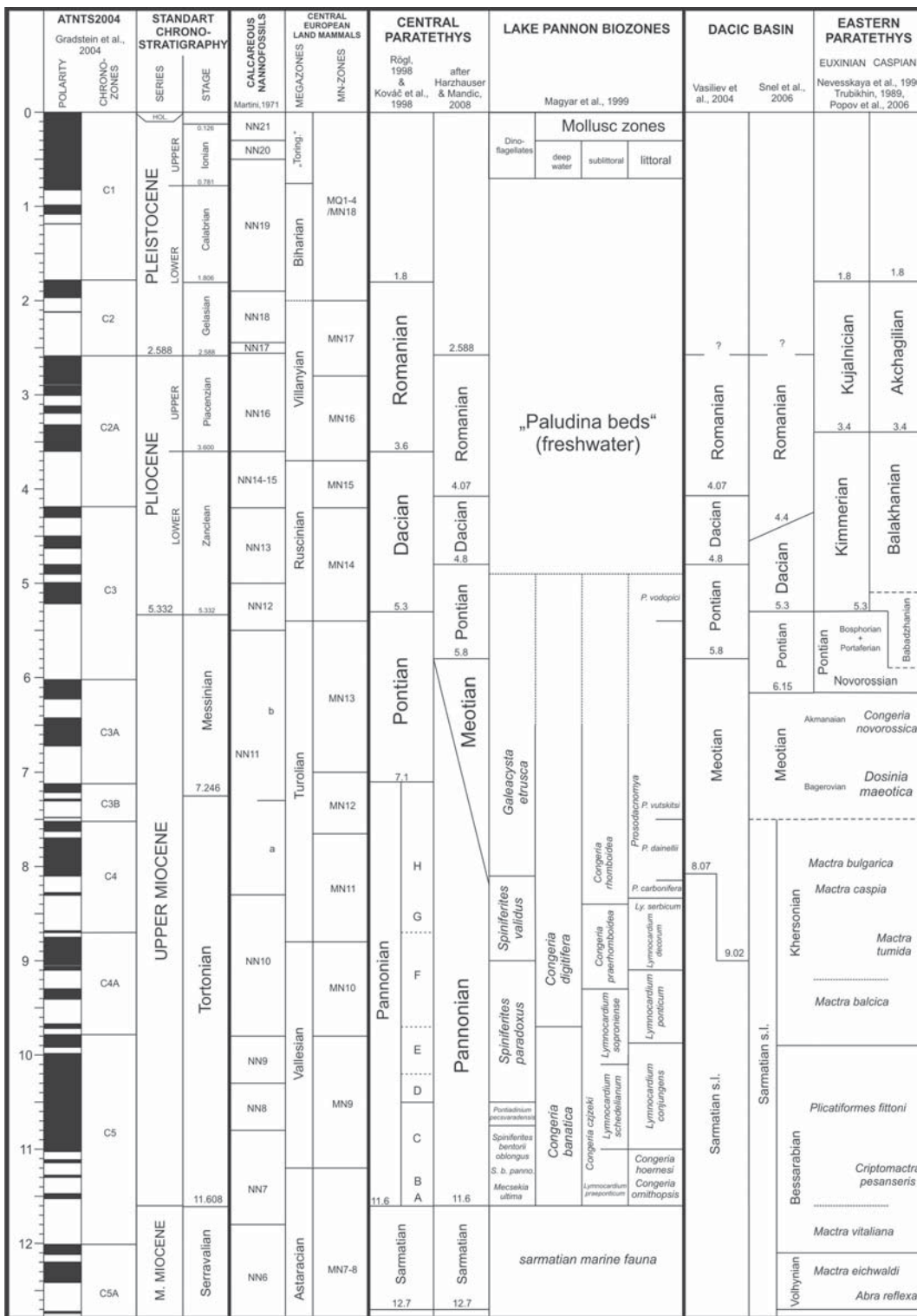
Fig. 1. Carpathian – Pannonian area (after Kováč, 2000).

ne (Sacchi & Horváth, 2002; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005; Horváth et al., 2006).

Nástup tektonickej inverzie karpatského orogénu, ako aj priľahlých častí panónskeho systému zaoblúkových paniev koncom vrchného miocénu a v pliocéne je dôsledok týchto procesov (Kováč et al., 2006). Zrýchlený výzdvih orogénu vo vrchnom pliocéne a počas kvartéru sprevádzalo ukončenie subsidencie vo väčšine depocentier (paniev) zaoblúkového sedimentačného priestoru. Na mnohých miestach, predovšetkým v západnej časti panónskej oblasti, začala výrazná denudácia subaericky exponovaného vrchnomiocénneho vrstevného sledu (Vojtko et al., 2008).

Celkový obraz postupného vyplnenia sedimentačných priestorov panónskej zaoblúkovovej panvy (a teda aj Dunajskej panvy), ako aj zmeny depozičného prostredia sú v súčasnej literatúre dobre doložené, avšak významnou, doteraz pretrvávajúcou slabinou je presné určenie veku sladkovodných súvrství a členov, teda stratigrafia záveru vrchného miocénu a pliocénu v karpatsko-panónskom regióne. Tento stav dobre dokumentuje

aj porovnanie stratigrafickej schémy pre Dunajskú panvu (použitú v tomto článku) s najnovšími korelačnými schémami z mediteránnej oblasti, Centrálnej a Východnej Paratetidy (Tab. 1). U jednotlivých autorov tu vidíme značné rozdiely v datovaní sedimentárnej výplne paniev, predovšetkým v sladkovodných a endemických, izolovaných vývoch. Dôvodom je obtiažne uplatnenie biostratigrafických metód na väčšie vzdialenosti (posun prostredí v čase a priestore), ako aj absencia významných vedúcich fosílií v terestrickom zázname (okrem cicavcov, ktorých výskyt sú ale veľmi zriedkavé). Jednotlivé panvy sa často vyznačujú výskytom endemických druhov nevhodných na interregionálne korelácie. Biostratigrafické metódy sú preto sčasti nahrádzané magnetostratigrafickými, ktoré však v plytkovodnom zázname s častými zmenami paleogeografie zväčša neposkytujú dostatočne presné údaje. Rádiometrické datovania sú síce spoľahlivejšie, obmedzené sú však len na oblasti s výskytom vulkanitov.



Tab. 1. Korelácia stratigrafi ckých schém z oblasti Mediteránu, Centrálnej Paratetýdy, Dáckej panvy a Východnej Paratetýdy. Zonácia vápnnitého nannoplanktónu kalibrovaná podľa Gradstein et al. (2004). Centrálna Paratetýda podľa Rögl (1998), Kováč et al. (1998) a Harzhauser & Mandić (2008); biozóny panónskeho jazera podľa Magyar et al. (1999); dácka panva podľa Vasiliev et al. (2004), Snel et al. (2006) a východná Paratetýda podľa Nevevskaya et al. (1996), Trubikhin (1989) a Popov et al. (2006).

Tab. 1. Correlation of stratigraphic schemes from Mediterranean, Central Paratethys, Dacic Basin and Eastern Paratethys. Calcareous nannofossils calibrated after Gradstein et al. (2004). Central Paratethys after Rögl (1998), Kováč et al. (1998) and Harzhauser & Mandić (2008); Lake Pannon biozones after Magyar et al. (1999); Dacic Basin after Vasiliev et al. (2004); Snel et al. (2006) and Eastern Paratethys after Nevevskaya et al. (1996), Trubikhin (1989), Popov et al. (2006).

STANDARD CHRONO-STRATIGRAPHY	CENTRAL PARATETHYS			DANUBE BASIN BIOZONES			MEGAZONES	MN-ZONES	MAMMAL LOCALITIES & FOSSILS
	SERIES	STAGE	Rögl 1998, & Kováč et al., 1998 This Paper	Marunteanu, 1997 Kováč et al., 2008	Magyar et al., 1999	Kováč et al., 2006			
PLEISTOCENE	UPPER	Ionian		calcareous nannoplankton	dinoflagellates	mollusc	"toing."		
	LOWER	Calabrian					Biharian	MQ1-4 MN18	
PLIOCENE	UPPER	Pliocenzian	Romanian				Villanyian	MN17	Strekov- Nová Vieska
	LOWER	Zanclean	Dacian				Ruscianian	MN15	Vefké Bielice
UPPER MIOCENE	UPPER	Messinian	Pontian				Turolian	MN13	
	LOWER	Tortonian	Pannonian				Vallésian	MN10	
M. MIOCENE	Serravalian	Sarmatian	Sarmatian				Astaracian	MN7-8	

Tab. 2. Biostratigrafická zónácia platná pre oblasť Dunajskej panvy. Stratigrafia Centrálnej Paratetedy podľa: Gradstein et al. (2004), Rögl (1998), Kováč et al. (1998), v tejto práci podľa Vasiliev et al. (2004). Vápnitý nannoplanktón podľa Marunteanu (1997), Kováč et al. (2008), dinoflageláty podľa Magyar et al. (1999), mäkkýše a fauna cicavcov podľa Kováč et al. (2006), Vlačíky et al. (2008). Pozn. Na území slovenskej časti Dunajskej panvy bol potvrdený výskyt vápnitých nannofosílií, dinoflagelát a mäkkýšov zvýraznených hrubým písmom ("Bold").

Tab. 2. Biostratigraphic zonation in the Danube Basin area. Central Paratethys stratigraphy after Gradstein et al. (2004), Rögl (1998), Kováč et al. (1998), in this work after Vasiliev et al. (2004). Calcareous nannoplankton after Marunteanu (1997), Kováč et al. (2008), Dinoflagellates after Magyar et al. (1999), Mollusc and mammals after Kováč et al. (2006), Vlačíky et al. (2008). Only the occurrence of emphasized calcareous nannofossils, dinoflagellates and mollusc was confirmed in the Slovak part of the Danube Basin (written by "Bold").

2. STRATIGRAFIA VRCHNOMIOCÉNNYCH A PLIOCÉNNYCH USADENÍN

Stratigrafia vrchnomiocénnych usadenín Dunajskej panvy (Tab. 2) sa opiera predovšetkým o klasické určenie brakickej a sladkovodnej fauny mäkkýšov a to jednak v zmysle Pappovho členenia na zóny A – H (Papp, 1951, 1953), ako aj Magyara et al. (1999), v ktorom ako biostratigrafický marker využíva aj skupinu dinoflagelát a sporadicky aj vápňitý nanoplanktón v zmysle Marunteanu (1997). Významnou skupinou zostávajú cicavce a na základe nich definované MN zónovanie (Kováč et al., 2006).

Foraminifery identifikované v pelitických sedimentoch na báze panónskeho vrstevného sledu (zóna A v zmysle Papp, 1951), a to druhy *Miliammina subvelatina* Venglinskij a *Trochammina kibleri* Venglinskij (Brestenská in Franko et al., 1982, 1985; Jiríček, 1974, 1982; Jámboř et al., 1985; Kováč et al., 2008) dokumentujú brakické prostredie v dobe postupnej izolácie sarmatskej Centrálnnej Paratetýdy od Východnej Paratetýdy, teda počas doby vzniku Panónskeho jazera. Na možné prepojenie tohto sedimentačného priestoru s Východnou Paratetýdou začiatkom panónu poukazuje endemický nanoplanktón biozóny *Praenoelaerhabdus banatensis* a biozóny *Noelaerhabdus bozinovicae* (v zmysle Marunteanu, 1997; Nagy et al., 1995; Kováč et al., 2008). Tento endemický nanoplanktón je porovnávaný s Martiniho (1971) NN zónami 9 a 10 (Andrejeva-Grigorovich et al., 2003a,b).

Skupina mäkkýšov, vzhľadom na špecifické podmienky života v panónskom jazere, dosiahla počas vrchného miocénu rýchle fylogenetické zmeny a pri značnej diverzite je preto najspolahlivejším základom biostratigrafie tohto obdobia. Treba si však uvedomiť, že Panónske jazero bolo hlbkovo diferencované a jednotlivé hlbkové úrovne obývali rôzne spoločenstvá mäkkýšov, ktoré sa postupne vyvíjali v závislosti od paleoekologických zmien. Navyše, vzhľadom k izolácii jednotlivých depocentier (Dunajská panva, panva Zala, Veľká uhorská panva, atď.) vývoj spoločenstiev organizmov prebiehal odlišne v jeho severnej a južnej časti, čo komplikuje interregionálnu koreláciu najmä počas vrchného panónu a pontu (Tab. 1, 2).

Spodný panón (zóna A-B) v slovenskej časti Dunajskej panvy charakterizuje biozóna *Mytilopsis ornithopsis*. Doterajšie nálezy sú z plytkovodnej litorálnej zóny s chudobnými spoločenstvami bivalvií a gastropódov reprezentované hlavne druhmi *Mytilopsis ornithopsis* Brusina a *Melanopsis impressa* Krauss. Nadložnú časť (zóna C) vrstevného sledu charakterizuje biozóna *Mytilopsis hoernesii*. V slovenskej časti panvy sú známe zatiaľ len nálezy bohatých litorálnych spoločenstiev mäkkýšov so zastúpením druhov *Mytilopsis hoernesii* Brusina, *M. martonfii martonfii* (Lorenthey) a *M. martonfii pseudoauricularis* (Lorenthey), *Lymnocardium spinosum* Lorenthey, *L. promultistriatum* Jekelius a *Parvidacna tinnyana* Lorenthey (Fordinál in Nagy et al., 1995). Pre hlbokovodnú panvovú fáciu spodného panónu, známu zatiaľ len z južnej, maďarskej časti panvy, je charakteristický výskyt druhu *Congeria banatica* Hörnes (Magyar et al., 1999).

Stredný panón (zóna D) v slovenskej časti Dunajskej panvy, charakterizuje biozóna *Congeria partschi*. Tento plytkovodný vývoj reprezentuje bohatý výskyt druhov lastúrníkov *Congeria*

partschi Czjzek, *Dreissena auricularis* (Fuchs), *Lymnocardium conjungens* (Hoernes), *Didacna deserta* (Stoliczka) a ulitníkov *Melanopsis austriaca* Handmann, *M. pygmaea pygmaea* M. Hoernes a *M. lebedai* Lueger (Fordinál in Nagy et al., 1995). Nadložný vrstevný sled (zóna E) biozóny *Congeria subglobosa* obsahuje faunu s výskytom druhov *Congeria subglobosa* Partsch, *Mytilopsis spathulata* (Partsch) a *Sinucongeria primiformis* (Papp), ktoré sú rozšírené takmer na celom území Panónskeho jazera (Papp, 1951; Fordinál, 1997; Harzhauser & Mandić, 2008; Marinescu, 1977). Pre hlbokovodnú panvovú fáciu stredného panónu, známu zatiaľ len z južnej časti panvy je naďalej charakteristický výskyt druhu *Congeria banatica* Hörnes (Magyar et al., 1999).

Vrchný panón (zóna F) na slovenskom území znamená prechod z jazerných do močiarnych podmienok sedimentácie a prejavuje sa nástupom biozóny *Mytilopsis neumayri* – *Mytilopsis zahalkai*; a odpovedá jazernej biozóne *Lymnocardium ponticum* v južnej časti panvy (Magyar et al., 1999). Spoločenstvá mäkkýšov uvedených zón sa kvalitatívne líšia, čo je zapríčinené odlišnými paleoekologickými pomermi v severnej a južnej časti panónskeho jazera. Severná časť územia Dunajskej panvy sa zmenila na veľmi vysladené efemerálne jazero až močiar, v ktorom nachádzame faunu lastúrníkov ako je *Mytilopsis neumayri* (Andrusov), *M. zahalkai* (Spalek), *Dreissena auricularis* (Fuchs) a ulitníky *Melanopsis sturii* Fuchs, *Theodoxus soцени* Jekelius, *Valvata* sp. a *Gyraulus* sp. Pobrežie jazera obývali vlhkomilné spoločenstvá suchozemských ulitníkov zastúpené prevažne druhmi *Carychium pachychilus* Sandberger, *C. berthae* (Halaváts) a *Vertigo callosa* (Reuss) (Papp, 1953; Harzhauser & Tempfer, 2004).

Nadložný vrstevný sled vrchného panónu (zóny G, H) biozóny *Viviparus* sp. (v zmysle Papp, 1951) nie je možné vzhľadom na odlišné pomery severnej a južnej časti panónskeho jazera korelovať na základe spoločenstiev mäkkýšov. V severnej, slovenskej časti dominovalo aluviálne prostredie s prítomnosťou riek, maršov a efemerálnych jazier s faunou sladkovodných ulitníkov reprezentovaných hlavne druhmi *Anisus krambergeri* (Halaváts), *Segmentina loczyi* (Lorenthey), *Armiger subptychophorus* (Halaváts) a *Planorbis confusus* Soós (Fordinál, 1994; Harzhauser & Binder, 2004; Wenz & Edlauer, 1942). Spolu s nimi sa v sedimentoch uvedených zón vo väčšine prípadoch nachádzala z pobrežia splavená alochtónna fauna tvorená suchozemskými druhmi ulitníkov *Argna suemeghyi* (Bartha), *Acanthinula trochulus* (Sandberger), *Discus pleuradrus* (Bourguignat), *Acicula edlaueri* Schlickum, *Fortuna clairi* Schlickum-Strauch, *Clausilia strauchiana* Nordsieck, *Tropidomphalus doederleini* (Brusina), *Klikia gonistoma* (Sandberger) atď. (Fordinál, 1998; Harzhauser & Binder, 2004). V južnej časti panónskeho jazera v rovnakom čase existovalo brakické prostredie, pre ktoré boli vyčlenené zóny *Lymnocardium decorum*, *L. serbicum* atď. (Tab. 2). V mladších sedimentoch ako je zóna H panónu v zmysle Papp (1951) nebola v severnej časti panónskeho jazera nájdená žiadna fauna mäkkýšov.

Biostratigrafické zaradenie súvrství vo Viedenskej a Dunajskej panve upresňujú aj nálezy spoločenstiev cicavcov. Vrchný miocén (panón D-E, MN9) je zastúpený faunou z Borského Svätého Jura, ktorá reprezentuje cicavčí stupeň spodný vales.

Spoločenstvo drobných cicavcov je charakteristické zastúpením druhov: *Megacricetodon minutus* Daxner, *Microtocricetus molassicus* Fahlbusch & Mayr, *Democricetodon* sp., *Eumyarion latior* (Schaub & Zapfe), *Muscardinus hispanicus* de Bruijn, *Glirulus* cf. *lissiensis* Hugueney & Mein, *Eomyops catalaunicus* (Hartenberger), *Keramidomys* sp., *Spermophilinus bredai* (von Meyer), *Trogontherium minutum* (von Meyer) a *Stenofiber* sp. Relatívne vysoká je druhová diverzita arboreálnych a plachtiačich druhov. Z hľadiska počtu jedincov sú však dominantne zastúpené druhy obývajúce otvorené stanovišťa a lesný podrast. Takáto kompozícia fauny poukazuje na relatívne teplé a vlhké podnebie a je charakteristická pre mozaikovitú štruktúru krajiny s otvorenými lesnými porastmi v kombinácii so stepnou vegetáciou (Daxner-Höck et al., 2004; Joniak, 2005). Z lokality Pezinok v Dunajskej panve je okrem spodného (Holec, 1981; Sabol & Holec, 2002) známy aj vrchný vales, ktorý reprezentuje spoločenstvo cicavcov biozóny MN10 (panón F-G). Fauna drobných cicavcov je zastúpená druhmi *Progonomys* sp., *Microtocricetus molassicus* Fahlbusch & Mayr, *Kowalskia* sp., *Anomalomys gaillardii* Viret & Schaub, *Graphiurops austriacus* Bachmayer & Wilson, *Paraglrirus*, *Eomyops* sp., *Spermophilinus bredai* (von Meyer), *Albanensia* sp. a *Trogontherium minutum* (von Meyer). Takéto spoločenstvo poukazuje na otvorenú krajinu v okolí vodných plôch, s podmáčanou a mäkkou pôdou s lokálnymi lesnými plochami (Daxner-Höck et al., 2004; Joniak, 2005).

V oblasti Maduníc, boli pri stavbe priehrady v hĺbke okolo 20 m vo vrchnomiocénnych usadeninách nájdené fosílie zvyšky *Deinotherium gigantissimum* Stefanescu (Musil, 1959), ktorého prítomnosť dokumentuje cicavčí stupeň turok (MN 12 – 13) a v zmysle Pappa (1951) najvyššiu časť zóny H.

Spoločenstvo cicavcov z obdobia vrchný ruscín (MN15b) je v Dunajskej panve zastúpené na lokalite Ivanovce pri Trenčíne. Fejfar (1961) rozdelil faunu hlodavcov tejto lokality na dva súbory. Prvý súbor predstavuje spoločenstvo zo sedimentárnej výplne horizontálnych puklín, v ktorom prevažujú druhy *Trilophomys schaubi* Fejfar a *Trilophomys depereti* Fejfar, zatiaľ čo zástupcovia pravých hrabošov sa tu nachádzajú len sporadicky. V druhom súbore zo sedimentárnych výplní vertikálnych puklín prevažujú nálezy pravých hrabošov, zatiaľ čo nálezy rodu *Trilophomys* sú sporadické a celkové zloženie fauny je bohatšie a rozmanitejšie.

Spolu s druhmi *Trilophomys* a *Baranomys*, ktoré prežili z ruscínu, sa v tejto faune pomerne často vyskytuje skupina „*Prometheomys*“. Zástupcovia rodu *Mimomys* sú v Ivanovciach reprezentovaní primitívnejšími druhmi – *Mimomys proseki* Fejfar a *Mimomys hassiacus* Heller. Okrem fauny hlodavcov bolo na lokalite identifikované aj druhovo bohaté spoločenstvo hmyzožravcov. Na základe celkového zloženia fauny drobných cicavcov možno prostredie charakterizovať ako prevažne zalesnené územia s vlhkou a mäkkou pôdou, v menšej miere otvorené priestranstvá v blízkosti vodných plôch v podobe potokov, riek, prípadne menších jazier (Fejfar, 1961, 1966; Fejfar & Heinrich, 1985).

Fauna stavovcov najstaršieho pleistocénu je reprezentovaná z lokalít Nová Vieska a Strekov. Fauna pozostáva iba z nálezov makrofauny, drobné cicavce neboli zatiaľ z uvedených loka-

lít nájdené. Zastúpené sú druhy *Pliocrocota perrieri* Kretzoi, *Stephanorhinus jeanvireti* (Guérin), *Stephanorhinus etruscus etruscus* (Falconer), *Hipparion* sp., *Anancus arvernensis* Croizet & Jobert, *Mammuth borsoni* (Hays), *Mammuthus meridionalis* (Nesti), *Eucladoceros* sp., *Metacervoceros rhenanus* Dubois, *Croisetoceros* sp., *Sus strozzi* Meneghini & Major a *Castor prae-fiber* Deperet (Harčár & Schmidt, 1965; Schmidt & Halouzka, 1970; Holec, 1986, 1996; Vlačičky et al., 2008). Zloženie fauny ako aj sedimentačné prostredie poukazujú na alochtónny a pravdepodobne aj heterochrónny pôvod fauny (Holec, 1996).

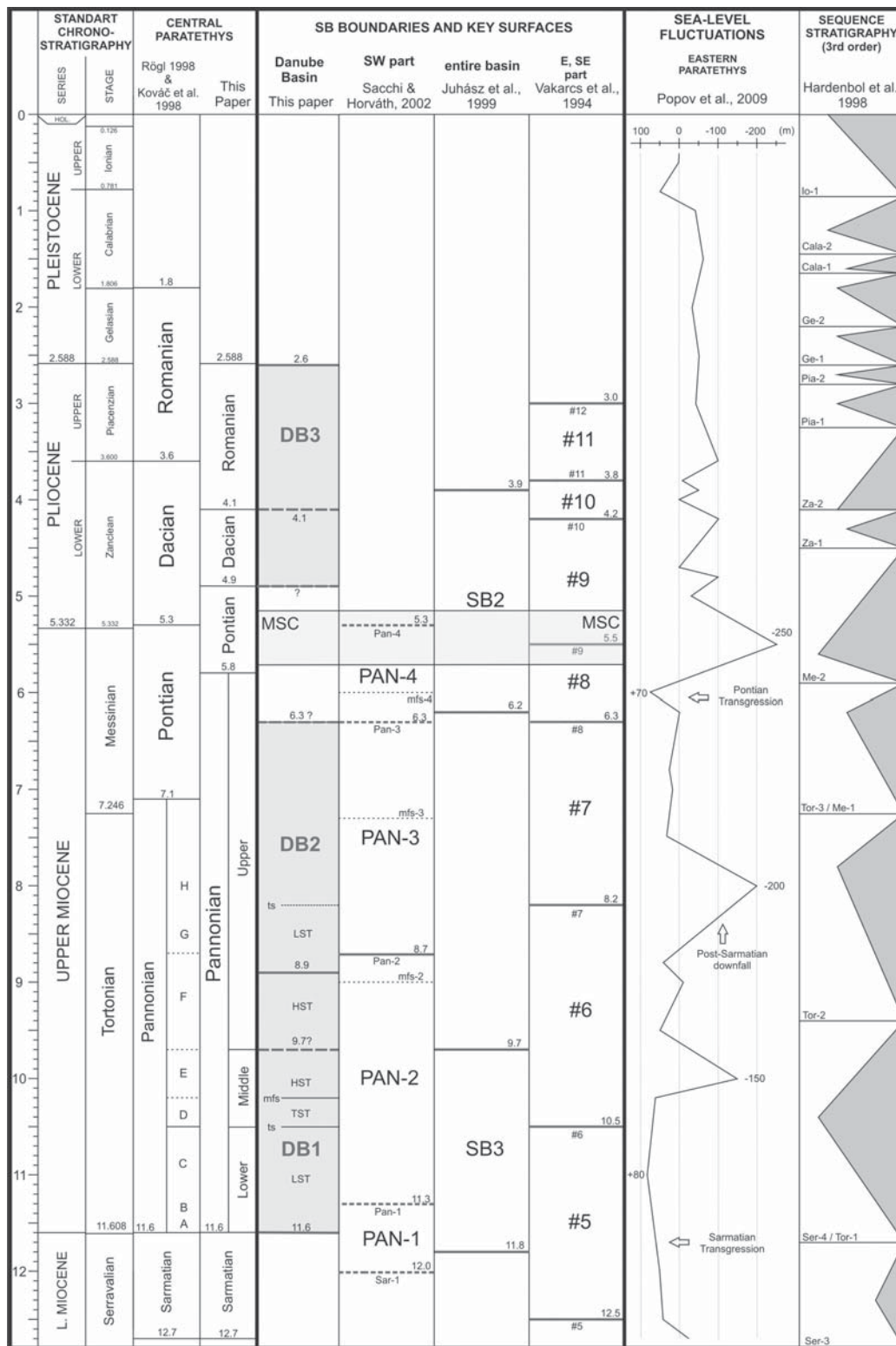
3. SEKVENČNÁ STRATIGRAFIA VRCHNOMIO- CÉNNYCH A PLIOCÉNNYCH USADENÍN

Korelácia významných povrchov a rozhraní sa začala významnejšie uplatňovať pri výskume sedimentárneho záznamu neogénnych paniev v karpatsko – panónskej oblasti až v 90-tych rokoch, a to v oblasti Panónskeho systému paniev (Csató, 1993; Vakarcz et al., 1994; Kováč, 2000; Kováč et al., 2006; Juhász et al., 2007) a vo Viedenskej panve (Pogácsás & Seifert, 1991; Kováč et al., 1998; Kováč, 2000).

Zo štúdia seizmických profilov a karotážnych kriviek bolo odvodených viacero sekvenčných rozhraní, povrchov maximálnej záplavy a transgresívnych povrchov (ts, mfs) rôzneho rádu – predovšetkým 3. a 4. rádu (Tab. 3), ale aj cyklicita nižších rádo nazvaných „high-frequency cycles“ na úrovni Milankovičových cyklov (Harzhauser et al., 2004; Lirer et al., 2009).

Porovnanie stanovených sekvenčných rozhraní, ako aj povrchov maximálnej záplavy a transgresívnych povrchov v rôznych častiach Panónskeho jazera s globálnymi zmenami hladiny (v zmysle Haq et al., 1988; Haq, 1991; Hardenbol et al., 1998) vykazujú len minimálne zhody, a to len v zázname zo začiatku vrchného miocénu (Tab. 3). Tento fenomén naznačuje postupnú izoláciu sedimentárneho priestoru Panónskeho jazera vo vrchnom miocéne a tým aj zvýšený vplyv tektoniky a klimatických oscilácií na sekvenčnú stratigrafiu usadenín jednotlivých depocentier paniev. Na túto skutočnosť upozornilo už viacero prác, ktoré zároveň riešili problém bilancie vyparovania a prísunu vody riekami do uzavretého systému jazera, ako aj vplyv tektoniky na výsledný záznam – teda časový a priestorový rozsah sekvencií (Leever et al., in press; Uhrin et al., 2009).

Prítomnosť morského nanoplanktónu zón NN9 až NN10 v panónskych usadeninách Dunajskej a Viedenskej panvy (Andrejeva-Grigorovič et al., 2003a,b) poukazuje na čiastočné prepojenie Centrálnaj Paratetedy (teda aj Panónskeho jazera) s morskými oblasťami v rannom vrchnom miocéne – čo sa odráža aj v približnej zhode nástupu prvého cyklu tretieho rádu TB 3.1 (Haq et al., 1988; Haq, 1991), alebo globálneho cyklu Ser4/Tor1 v rozpätí 11,7 – 9,4 mil. rokov (Hardenbol et al., 1998) s prvým zisteným cyklom tretieho rádu na území slovenskej časti Dunajskej panvy **DB1 11,6 – (9,7?) 8,9 mil. rokov** (Tab. 3). Transgresívny povrch cyklu DB1 v usadeninách ivánskeho súvrstvia v slovenskej časti panvy predpokladáme nad zónou C (v zmysle Papp, 1951), teda okolo 10,4 mil. rokov a povrch maximálnej záplavy predpokladáme nad bázou zóny E (v zmysle Papp, 1951), teda okolo 10,2 mil. rokov.



Tab. 3. Korelácia sekvenčných rozhraní, povrchov maximálnej záplavy (mfs) a transgresívnych povrchov (ts) 3. a 4. rádu (podľa Sacchi & Horváth, 2002; Juhász et al., 1999 a Vakarcs et al., 1994) s krivkami zmien úrovne morskej hladiny v oblasti Východnej Paratetedy (podľa Popov et al., 2009) a v Mediteráne (podľa Hardenbol et al., 1998). Stratigrafia Centrálnaj Paratetedy podľa: Gradstein et al. (2004), Rögl (1998), Kováč et al. (1998), Vasiliev et al. (2004). DB – cykly tretieho rádu v Dunajskej panve, MSC – mesinská salinitná kríza.

Tab. 3. Correlation of the 3rd and 4th order sequence boundaries, maximum flooding surfaces (mfs) and transgressive surfaces (ts) (after Sacchi & Horváth, 2002; Juhász et al., 1999 a Vakarcs et al., 1994) with the sea-level fluctuation curves from the Eastern Paratethys (after Popov et al., 2009) and Mediterranean (after Hardenbol et al., 1998). Central Paratethys stratigraphy after Gradstein et al. (2004), Rögl (1998), Kováč et al. (1998) in this work after Vasiliev et al., 2004. DB – Danube Basin 3rd order cycles, MSC – Messinian Salinity Crisis.

Problém je s hornou hranicou cyklu, ktorá by mohla byť umiestnená medzi zónu E a F, teda na úrovni 9,7 mil. rokov (v zmysle Papp, 1951, 1953; Kováč et al., 2006), ale na základe údajov zo súvrstvia Szák (Cziczcer et al., 2009) na SV úpätí Maďarského stredohoria (na území Maďarska, južne od hranice so Slovenskom) by horná hranica cyklu DB 1 mohla byť umiestnená až na úroveň 8,9 mil. rokov. Szákske súvrstvie reprezentujú totiž sedimenty usadené počas vysokého stavu hladiny v rozpätí 9,4 – 8,9 mil. rokov (zóny Congeria czizceki a Spiniferites paradoxus), teda ekvivalent brakickej, spodnej časti zóny F (v zmysle Papp, 1951). Takto stanovená hranica by zároveň bola dobre korelovateľná s maďarským cyklom PAN 2 (v zmysle Sacchi & Horváth, 2002).

Zároveň by sa horná hranica cyklu DB 1, okolo 8,9 mil. rokov, mohla stotožniť s erozívnou bázou volkovského súvrstvia, dobre doloženou len z oblasti komjatickej depresie Dunajskej panvy. Sedimenty beladického súvrstvia, by sme potom radili ešte do vrchnej časti cyklu DB 1. Ide o sedimenty usadené nad panónskymi sedimentmi zóny E, tvorenými svetlozelenosivými, miestami žltohnedoškvrnitými vápnitými ílmi, svetlosivými až sivými piesčitými ílmi s vrstvami uhoľných ílov a lignitov (radené do zóny F, Gaža & Beinhauerová, 1976). V uvedenom vrstevnom slede sa vyskytujú často aj vrstvy pieskov a pieskocov hrúbky 1-2 m. Miestami sa ich hrúbka zväčšuje až na 25 m (Gaża & Beinhauerová, 1976). Smerom do nadložja sa v komjatickej depresii usadili sedimenty volkovského súvrstvia (zóny G – H). Sú vyvinuté v celej oblasti a sú tvorené vrstvami svetlozelenosivého vápnitého ílu a piesčitého ílu, ktorý je hrdzavo a žltohnedoškvrnitý. Nachádzajú sa v nich aj vrstvy drobnozrnného vápnitého piesku s hrúbkou 5-10 m. Ojedinele sa v piesčito-ílovitých vrstvách nachádzajú preplástky uhoľného ílu a lignitu. Na území poklesnutých krýh popri mojmírovských zlomoch dosahujú až 600-700 m (Gaża & Beinhauerová, 1976). Západne od obce Svätoplukovo sú tieto pestré sedimenty usadené priamo nad sekvenčným rozhraním tvoreným horninami mezozoického veku. Vo vrte ŠVM – 1 pri Vrábloch, sú usadené na erodovaných panónskych sedimentoch zóny E (Kováč et al., 2008). V nadloží pestrých vrstiev boli v priestore obcí Dolné Krškany-Ivanka pri Nitre-Čechynce zistené plytkým naftovým prieskumom piesčito-ílovité štrky s ojedinelými vrstvami pieskov alebo piesčitých ílov (Gaża & Beinhauerová, 1976). Hrúbka uvedených sedimentov sa pohybovala od 30 do 50 m a reprezentuje zjavne ekvivalent kolárovskeho súvrstvia zaradovaného v blatnianskej depresii do stupňa roman.

Vývoj slovenskej časti Dunajskej panvy v období 9,7 – 6,3 mil. rokov je jednoznačne poznačený izoláciou od morských oblastí Mediteránu ale aj Východnej Paratetydy a jeho hlavným kontrolným mechanizmom sa stáva mierna subsidencia depocentier panvy, do ktorých je splachovaný materiál z postupne denudovaného orogénu (po štajerskej tektonickej fáze). Pre horské oblasti Západných Karpát je v tomto období charakteristická tvorba významných zarovnaných povrchov stredohorskej rovne (Mazúr, 1963, Minár, 2003). Sedimentárny záznam paniev z tohto obdobia na Slovensku zastupujú aluviálne usadeniny vrchnej časti beladického a volkovského súvrstvia tvoriace cyklus tretieho rádu **DB2** v predpokladanom časovom rozsahu **(9,7?) 8,9 – 6,3? mil. rokov** (Tab. 3). Seizmický, ako aj karo-

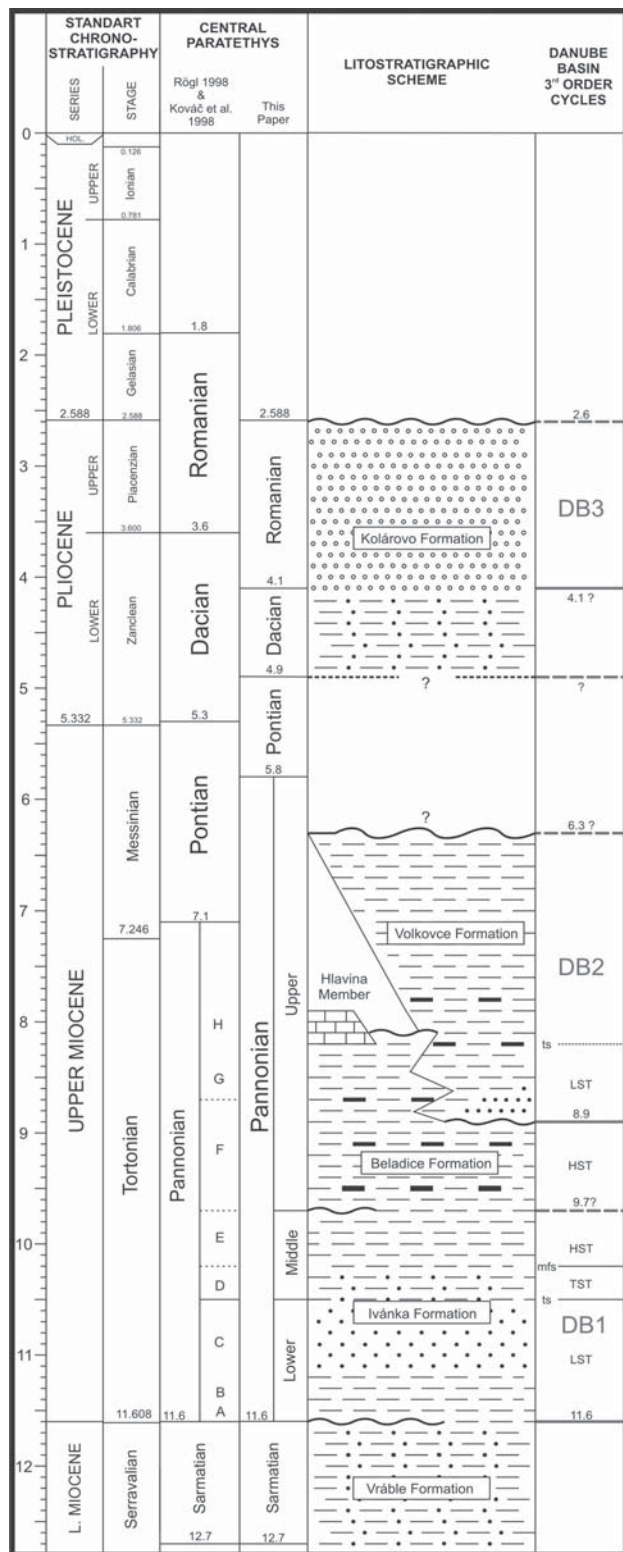
tažný záznam z vrtovej tu naznačuje cyklicitu štvrtého a nižších rádov (precesia), poukazujúcich na možný klimatický vplyv na depozíciu v tomto období. Transgresívny povrch cyklu DB2 predpokladáme v zóne H (v zmysle Papp, 1951) na úrovni sladkovodných vápencov hlavinských vrstiev, teda okolo 8,2 mil. rokov.

Konvenčné vekové zaradenie cyklu DB2 sa opiera o biostratigraficky stanovený vek sedimentov beladického súvrstvia a hlavinských vrstiev. Pokiaľ by bola báza cyklu stanovená na 9,7 mil. rokov, bola by umiestnená nad bázou zóny F (v zmysle Papp, 1951) – teda v beladickom súvrství. V prípade že sekvenčnú hranicu posunieme na bázou volkovského súvrstvia bola by datovaná na 8,9 mil. rokov. Ukončenie cyklu je nad hranicou zóny H (v zmysle Papp, 1951) v rozsahu dokumentovaných cicavčích stupňov MN 12-13 (Tab. 2) na úrovni 6,3 mil. rokov a bola definovaná aj na základe porovnania s významným sekvenčným rozhraním v oblasti panónskeho systému paniev (datovaného magnetostratigraficky) na území Maďarska 6,2 mil. rokov (Juhász et al., 1999) a vrchného ohraničenia cyklu PAN 3 definovaného v južnej časti Dunajskej panvy na maďarskom území (Sacchi & Horváth, 2002).

Časový interval, ktorý nasleduje po usadení volkovského súvrstvia zjavne reprezentuje hiát v oblasti severnej časti Dunajskej panvy (Slovensko) – teda denudáciu spojenú so štruktúrnou inverziou západokarpatského orogénu a s počiatkom pliocénneho výzdvihu pohorí. V tomto období (6 – 5 mil. rokov) je dokumentovaný aj významný event v mediteránnej oblasti – mesinská salinitná kríza (Tab. 3). Pokles hladiny v Mediteráne, a zároveň aj vo Východnej Paratetyde, však nesúvisí len s klimatickými zmenami, ale predovšetkým s tektonickou aktivitou (Leever et al., in press; Popov et al., 2009).

Akcelerácia výzdvihu západokarpatského orogénu od 4 do 2 mil. rokov (Minár et al., in press), zjavne podmienená tektonicky, viedla k vzniku dnešného reliéfu a za jej odozvu v sedimentárnom zázname môžeme považovať hruboklastické vývoje riečnych a aluviálnych usadenín v oblasti Dunajskej panvy – teda kolárovske súvrstvie (tzv. „levant“). Toto pliocénne súvrstvie tvorí cyklus DB3. Jeho vek je veľmi ťažké stanoviť presne. Pokiaľ by bolo spodnoplIOCénneho veku, jeho spodná hranica by bola nad úrovňou 5 mil. rokov, teda obsahovala by aj usadeniny stupňa dáč (Tab. 4). Pokiaľ by išlo len o usadeniny vrchného pliocénu (kam je zatiaľ súvrstvie radené), ide o stupeň roman. Báza romanu je datovaná v práci Vasiliiev et al. (2004) na 4,07 mil. rokov (Tab. 1). V tomto prípade je sekvenčné rozhranie na báze súvrstvia v podstate korelovateľné s rozhraním 3,9 mil. rokov stanoveným pre panónsku oblasť (Juhász et al., 1999). Vrchnú hranicu cyklu tretieho rádu by sme konvenčne mohli zatiaľ umiestniť na bázou kvartéru, teda okolo 2,6 mil. rokov (čo približne súhlasí s doterajšou predstavou o veku súvrstvia).

Porovnanie relatívneho stúpania a poklesu hladiny vody v Mediteránnej oblasti, v oblasti Východnej Paratetydy a v Panónskom jazere – v tomto prípade severnej časti Dunajskej panvy, vykazuje zhodu len na začiatku vrchného miocénu (Tab. 1, 3), teda v dobe predpokladaného prepojenia sedimentačných priestorov. Ide o stúpanie hladiny počas spodného tortónu (Hardenbol et al., 1998), resp. počas volhyunu a besarabu



Tab. 4. Litostratigrafická schéma súvrství Dunajskej panvy. Stratigrafia Centrálnej Paratetýdy podľa: Gradstein et al. (2004), Rögl (1998), Kováč et al. (1998), v tejto práci podľa Vasiliev et al. (2004). DB – cikli tretieho rádu v Dunajskej panve.

Tab. 4. Lithostratigraphic scheme of the Danube Basin formations. Central Paratethys stratigraphy after Gradstein et al. (2004), Rögl (1998), Kováč et al. (1998), in this work after Vasiliev et al. (2004). DB – Danube Basin 3rd order cycles.

vo Východnej Paratetýde (Popov et al., 2009). V Dunajskej panve (Centrálnej Paratetýde) túto transgresiu zaznamenávame v spodnej časti stupňa panón (TST zóny D v zmysle Papp, 1951). Pokles hladiny Východnej Paratetýdy na hranici besarabu a kersonu naznačuje prerušenie spojenia aj s Východnou Paratetýdou v tomto období (HST zóna E v zmysle Papp, 1951). Ďalší registrovaný pokles hladiny vo Východnej Paratetýde vo vrchnom kersone okolo 8,1 mil. rokov (Popov et al., 2009) však dokonale kopíruje pokles hladiny v Panónskom jazere (Juhász et al., 1999; Sacchi & Horváth, 2002) – na rozdiel od stúpania hladiny v Mediteráne. Tento povrch v Dunajskej panve predstavuje bázu, na ktorej sa usadili hlavinské vrstvy. Od tejto doby sa panónsky priestor zjavne vyvíjal izolovane (teda bez komunikácie vodných mäs) a v sedimentárnom zázname Dunajskej panvy ide o usadenie volkovského súvrstvia. „Pontský event“ poklesu hladiny vo Východnej Paratetýde sa dá zjavne korelovať s „mesinskou krízou“ v Mediteráne. V Dunajskej panve toto obdobie reprezentuje ukončenie depozície a začiatok denudácie volkovského súvrstvia.

4. LITOSTRATIGRAFIA VRCHNOMIOCÉNYCH A PLIOCÉNNYCH USADENÍN

Litostratigrafia vrchnomiocénnych a pliocénnych usadenín Dunajskej panvy, teda definícia súvrství a vrstiev v severnej slovenskej časti a južnej maďarskej časti panvy sa značne odlišuje z dôvodu používania rôznych princípov ich definovania. V slovenskej časti vychádza z podobného princípu ako vo Viedenskej panve – teda z vertikálnej stratifikácie súvrství na základe veku (v zmysle Papp, 1951), v maďarskej časti sú súvrstvia chápané ako depozičné systémy nezávislé na veku charakterizované ich priestorovou pozíciou vzhľadom k morfológii sedimentačného prostredia (šelfový, svahový alebo panvový vývoj – fácia).

Usadeniny spodného a stredného panónu (zóny A až E v zmysle Papp, 1951) v rozsahu 11,6 – 9,7 mil. rokov reprezentuje v slovenskej časti panvy **ivánske súvrstvie** (Tab. 4), v maďarskej časti panvy sú súvrstvia definované ako v čase a priestore umiestnené sedimentárne fácie (Császár et al., 1997) a to: ako hlbokododný panvový vývoj vápnnitých ílov, slieňov a piesčitých turbiditov (endrődské slieňe, szolnocké pieskovce), ďalej usadeniny svahu depocentier (súvrstvie Algyó) a šelfové fácie vo vývoji deltovej plošiny alebo pobrežných lagún a maršov (súvrstvie Újfalú).

Ivánske súvrstvie (Priehodská & Harčár, 1988; Vass, 2002) slovenskej časti Dunajskej panvy dosahuje maximálnu hrúbku 2 000 m. Dominantnou zložkou súvrstvia usadeného v brakickom, jazernom prostredí sú vápnnité íly, prachovce a pieskovce (piesky). Litologicky sú sedimenty spodnopanónskych zón A a B (v zmysle Papp, 1951) tvorené hlavne jemnozrnnými vápnnitými ílmi až ílovcami (Kováč et al., 2008) dosahujúcimi hrúbku 50-100 m. Usadili sa v centrálnych častiach rýchlo sa prehľbujúceho sedimentačného priestoru, ktorého hĺbku v centrálnej časti panvy odhadujeme na základe seizmického rezu zo SZ časti centrálnej Dunajskej panvy na 200-300 m. Nadložný vrstevný sled pokračuje usadeninami zóny C (v zmysle Papp, 1951), hrubými 200-600 m. Sedimenty sú tvorené viacerými te-

lesami drobno– až strednozrných, masívnych vápnitých pieskocov, ktoré sú na karotážnych záznamoch z vrtvov z centrálnej a južnej časti Dunajskej panvy (vrty Abrahám 1, 2, Diakovce 1, Kolárovo 2, 3, 4) oddelené jemnozrnnejšou sedimentáciou panvových ílov. Tvary karotážnych SP kriviek môžeme interpretovať ako hrubozrnnejšiu piesčitú sedimentáciu v prostredí spodného čela až svahu delty, avšak je možná aj interpretácia vzniku transportným mechanizmom piesčitých hustých gravitačných tokov. Nad piesčitými usadeninami zóny C sa usadili sedimenty zóny D (v zmysle Papp, 1951). Na karotážnych krivkách ich definujeme na základe zjemnenia zrnitosti, viditeľnej nad výraznejším transgresívnym povrchom. Zastúpené sú svetlo šedými ílmi a prachovcami s postupným pribúdaním pieskocov smerom do nadložia (Kováč et al., 2008). Usadeniny zóny E (v zmysle Papp, 1951) reprezentujú sedimenty pobrežnej roviny, maršov, deltovej roviny až čela delty. Pre vrstevný sled je charakteristické striedanie pieskov (pieskocov), prachov (prachocov) a vápnitých ílov (ílovcov). Častá je prítomnosť zuhoľnatených zvyškov rastlín a drobných slojov uhlia, predovšetkým vo vývoch na okraji sedimentačného priestoru (Joniak, 2005).

V maďarskej časti Dunajskej panvy je na báze panónskeho vrstevného sledu **endródske súvrstvie** (Császár et al., 1997) hrubé 100 až 200 m. Maximálnu hrúbku dosahuje v oblasti Veľkej uhorskej nížiny, okolo 700 m. Reprezentuje sedimenty panvovej fácie usadené v hĺbkach od 100 do 800 m. Spodná časť súvrstvia je tvorená šedými slieňovcami, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do hlbokovodných tmavošedých vápnitých ílov. Vrchná časť súvrstvia je tvorená prachovcami a pieskocami, ktoré sa usadili vo forme distálnych turbiditov v osovej časti panvy. Tieto vstupy piesčitých turbiditov predstavujú postupný prechod do **szolnockého súvrstvia** (Császár et al., 1997) s premenlivou hrúbkou, od niekoľko sto metrov na okraji panvy až po 1000 m v depocentrách Veľkej uhorskej nížiny. Súvrstvie je tvorené predovšetkým hlbokovodnými turbiditmi, v ktorých sa striedajú telesá pieskocov s vápnitými ílmi a slieňmi. V oblasti Malej uhorskej nížiny sú zastúpené členmi tófejských a lovászských pieskov a lentských slieňov. Nadložné **súvrstvie Algyó** (Császár et al., 1997) dosahuje hrúbku od 100 do 900 m s maximami v oblasti Veľkej uhorskej nížiny. Je tvorené šedými ílmi, vápnitými ílmi až slieňmi usadenými v prostredí svahu panvy alebo svahu deltovej vejára. Zastúpené sú takisto prachovce a pieskovce usadené z hustejších gravitačných tokov. V sedimentárnom zázname boli občasne pozorované aj usadeniny výplní podvodných kanálov a ústových nánosov (barov). **Súvrstvie Újfalu** (Császár et al., 1997) dosahuje hrúbku od 100 do 600 m, v oblasti Veľkej uhorskej nížiny až 1000 m. Usadilo sa v prostredí pobrežnej roviny alebo v prostredí čela delty resp. deltovej roviny. Je tvorené striedaním vrstiev pieskov (pieskocov), prachov (prachocov) a vápnitých ílov (ílovcov). Vrstvy pieskov (pieskocov) dosahujú hrúbku až niekoľko desiatok metrov. V súvrství sú časté výskyty zuhoľnatených zvyškov rastlín, miestami sú prítomné aj uhoľné sloje.

Usadeniny vrchného panónu (zóny F, G & H v zmysle Papp, 1951) v rozsahu 9,7 – 6,3 mil. rokov reprezentujú beladické a volkovské súvrstvie (Tab. 4), v maďarskej časti panvy súvrstvie Zagyva (Császár et al., 1997). Na hranici beladického a volkovského súvrstvia sú umiestnené hlavinské

vrstvy datované na 8,2 mil. rokov (Fordinál & Nagy, 1997), pričom nie je vylúčené, že ide len o pobrežný vývoj sladkovodných vápencov vo vrchnej časti beladického súvrstvia, a v panve je vývoj beladického a volkovského súvrstvia plynulý. V takomto prípade by vrchná časť beladického a spodná časť volkovského súvrstvia v podstate reprezentovali len rozdielne depozičné prostredia v sedimentačnom priestore Dunajskej panvy v tomto období. Beladické a volkovské súvrstvie, známe z blatnianskej, rišňovskej, komjatickej a centrálnej gabčíkovej depresie Dunajskej panvy, má karotážny záznam (SP a RAG) kriviek s charakteristickým „pilkovitým tvarom“, typickým pre aluviálne prostredie.

Beladické súvrstvie (Priehodská & Harčár, 1988; Vass, 2002) dosahuje hrúbku 30 až 500 m a je tvorené zelenosivým vápnitým ílom s prachovou a pieskovou prímiesou. Je typické výskytom tmavého uhoľného ílu so slojkami lignitu. Podstatná časť súvrstvia vznikla v aluviálnom prostredí močiarov, meandrújúcich riek a efemerálnych jazier. Na báze súvrstvia a na okrajoch panvy sa miestami nachádzajú piesky a štrky (pieskovce a zlepenca). Jeho vek na území Maďarska môžeme porovnať so szákským súvrstvom (Cziczzer et al., 2009) v rozpätí 9,4 – 8,9 mil. rokov. **Volkovské súvrstvie** (Priehodská & Harčár, 1988; Vass, 2002) dosahuje v centrálnej časti panvy veľkých hrúbok, až 1200 m. Usadilo sa, podobne ako beladické súvrstvie, v aluviálnom prostredí močiarov, vnútrokontinentálnych delť riek a efemerálnych jazier. Panvové fácie sú tvorené pestrými vrstvami ílu, prachu a piesku s častou prítomnosťou zuhoľnatených rastlinných zvyškov. Okrajové fácie sú tvorené hruboklastickým vývojom (nemčiňanské štrky), v prípade karbonátového podložia sú známe sladkovodné vápence a jazerná krieda (hlavinské vrstvy). Pri datovaní časového ohraničenia volkovského súvrstvia môžeme vychádzať zo spodnej hranice 8,9 – 8,2 mil. rokov – pri vrchnej hranici môžeme uvažovať o možnosti porovnania veku s vekom poltárskeho súvrstvia (tmavých uhoľných ílov v podloží kaolínov), v nadloží ktorého sa nachádzajú vulkanity podrečanského súvrstvia datované na $6,44 \pm 0,47$ mil. rokov (Konečný & Lexa in Bezák et al., 2009). Napriek týmto indiciám nemôžeme vylúčiť vek vrchnej hranice súvrstvia na báze pliocénu, teda 5,3 mil. rokov (v zmysle Gradstein et al., 2004).

Za usadeniny beladického a volkovského súvrstvia v severnej časti blatnianskej priehlbiny (zón F – H) môžeme považovať sedimenty v štrkovitom a pieskovom vývoji s telesami pestrých i nepestrých ílov a slienitých ílov (Lunga, 1964). Štrkové vrstvy dosahujú rôznych hrúbok. Štrky sú prevažne stredne až hrubozrné, svetlošedé, miestami nažltlé. Sú zložené z dobre opracovaných valúnov kremeňa, vápenca, pieskovca a rôznych iných sedimentárnych a kryštalických hornín. Pomerne hojne sa vyskytujú vrstvy svetlozelenošedých ílov s rôznou piesčitosťou, miestami sú hrdzavožltosivité. Ďalej sú zastúpené stredne až hrubozrné vápnité piesky. Boli v nich zistené úlomky sladkovodných ostrakódov a terestrických gastropódov rodu *Isognostoma*, *Carychium* a *Goniodiscus*. Fosílné zvyšky *Deinotherium gigantissimum* (Musil, 1959) potvrdzujú neskorý vrchnomiocénny vek súvrstvia.

V rišňovskej priehlbine sú sedimenty zón F – H vyvinuté v piesčitom vývoji striedajúcom sa s zelenosivými vápnitými ílmi. V spodnej časti vrstevného sledu majú vrstvy pieskov hrúb-

ky do 1 – 2 m, ojedinele 5 m, vo vrchnej časti sa často nachádzajú vrstvy dosahujúce hrúbku nad 10 m (Gaža, 1968).

Ekvivalentom beladického a volkovského súvrstvia v **maďarskej časti Dunajskej panvy** je **súvrstvie Zagyva**, dosahujúce v oblasti Malej a Veľkej uhorskej nížiny hrúbok 1000-1200 m. Je tvorené vrstevným sledom jemnozrnných pieskov, pieskocov, prachocov, ílov a slieňov usadených v jazernom, fluvialnom a aluvialnom prostredí. V súvrství je častý výskyt zuhoľnatených zvyškov rastlín, miestami tvoriacich slojky lignitu. Vrstvy pieskocov (10-20 m) sú interpretované ako výplne kanálov, usadeniny point barov (nánosových brehov) alebo záplavových nív. Mladšie **súvrstvie Hanság** (Császár et al., 1997) je tvorené striedaním fluvialných a jazerných šedých a pestrofarebných vápnitých a piesčitých ílov a piesčitých vrstiev s výskytom lignitových vrstvičiek, bazaltových žíl a tufov. Na niektorých miestach sa vyskytujú aj štrkové vrstvy.

Pliocénne usadeniny sú v Dunajskej panve reprezentované **kolárovmým súvrstviem**. Spodné ohraničenie súvrstvia bolo konvenčne umiestnené na bázu stupňa roman (Vass, 2002), teda 4,1 mil. rokov (v zmysle Vasiliiev et al., 2004), ale môže byť aj staršie – teda až po bázu pliocénu 5,3 mil. rokov (v zmysle Gradstein et al., 2004). Vrchná hranica je podobne konvenčná a môže siahať až po bázu kvartéru – teda po 2,6 mil. rokov (v zmysle Gradstein et al., 2004). Jednoznačný vek je daný len nálezmi fauny zóny MN 15, 16, 17 (ruscin a vilafrank) veku 2,6 – 4,3 mil. rokov (Fejfar, 1966; Vlačiky et al., 2008). Maximálna hrúbka súvrstvia je tu okolo 200 m (Kováč, 2000; Vojtko et al., 2008). Súvrstvie sa usadilo hlavne vo fluvialnom prostredí a je tvorené sludnatým pieskom a drobným štrkom v okrajovom vývoji, v panve je tvorené piesčitém, sivým do hrdzava zvetrávajúcim ílom. Štrky sú zložené z valúnov kremeňa, rohocov, pieskocov a zriedkavejšie z kryštallických bridlic (Priehodská & Harčár, 1988).

5. ZÁVER

Výsledky štúdia nových a archívnych materiálov o sedimentárnej výplni Dunajskej panvy, jej biostratigrafii, litostratigrafii a sekvenčnej stratigrafii v širšom kontexte paleogeografického vývoja Panónskej zaoblúkovej panvy – teda Panónskeho jazera môžeme zhrnúť do nasledovných bodov:

Moderná korelácia regionálnych stratigrafických stupňov vrchného miocénu a pliocénu medzi Mediteránnou oblasťou, Centrálnou Paratetýdou a Východnou Paratetýdou (Tab. 1) na základe nanoplanktónu (NN zóny v zmysle Martini, 1971), dinoflagelát (v zmysle Magyar et al., 1999), mäkkýšov (v zmysle Magyar et al., 1999) a cicavcov (MN zóny v zmysle Kováč et al., 2006; Vlačiky et al., 2008).

Korelácia sekvenčných rozhraní, povrchov maximálnej záplavy a transgresívnych povrchov vrchného miocénu a pliocénu medzi Mediteránnou oblasťou, Centrálnou Paratetýdou (Panónskym jazerom) a Východnou Paratetýdou (Tab. 3) v zmysle Handerbol et al. (1998), Juhász et al. (1999), Popov et al. (2009).

Litostratigrafia, biostratigrafia a sekvenčná stratigrafia vrchnomiocénnych a pliocénnych usadenín severnej časti Dunajskej

panvy na území Slovenska (Tab. 2 a 4). Porovnanie revidovaných súvrství severnej, slovenskej časti panvy so súvrstviami s podobným litofaciálnym vývojom v južnej časti Dunajskej panvy na území Maďarska.

Podakovanie: Práca bola finančne podporená projektmi APVV LPP 0120-60, APVV 0280-07, ESF-EC-0006-07: EUROCORES-TOPOEUROPE: Source & Sink, ESF-EC-0009-07: EUROCORES-VAMP a VEGA: 1/0483/10. Poďakovanie patrí aj recenzentom (E. Halásová a A. Nagy), ktorých rady a pripomienky prispeli k zvýšeniu kvality rukopisu.

Literatúra

- Andrejeva-Grigorovich A.S., Kováč M., Halásová E., Hudáčková N. & Zlinská A., 2003a: Rasčlenenie srede-verchnemiocenovych (Badenij – Pannon) otloženij Ukrainy i Slovakii po Nannoplanktonu i Foraminiferam. Teoretičny ta prikladni aspekti sučasnoji biostratigrafii Fanerozoja Ukrainy. (Kiiv) NANU. 551 782.1 : 551, 7.
- Andrejeva-Grigorovich A.S., Fordinál K., Kováč M. & Zlinská A., 2003b: Occurrence of calcareous nannoplankton in the Pannonian sediments of Slovakian Neogene basins. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 47, 33.
- Bada G., 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens. Inferences from kinematic indicators and finite element stress modelling. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 204 p.
- Bezák V., Biely A., Broska I., Bóna J., Buček S., Elečko M., Filo I., Fordinál K., Gazdačko L., Grecula P., Hraško L., Ivanička J., Jacko st. S., Jacko ml. S., Janočko J., Kaličiak M., Kobulský J., Kohút M., Konečný V., Kováčik M., Kováčik M., Lexa J., Madarás J., Maglay J., Mello J., Nagy A., Németh Z., Olšavský M., Plašienka D., Polák M., Potfaj M., Pristaš J., Siman P., Šimon L., Teták F., Vozárová A., Vozár J. & Žec B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1:200 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 534 s.
- Csató I., 1993: Neogene sequences in the Pannonian Basin, Hungary. *Tectonophysics*, 226, 377 – 400.
- Czászár G., 1997: Basic lithostratigraphic units of Hungary. Geological Institute of Hungary. Budapest.
- Cziczler I., Magyar I., Pipík R., Böhme M., Čorić S., Bakrač K., Sütő-Szentai M., Lantos M., Babinszki E. & Müller P., 2009: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1741–1766.
- Daxner-Höck G., Hir J., Joniak P., Kordos L. & Sabol M., 2004: Rodent assemblages from the Central Paratethys. Stratigraphical and palaeoenvironmental considerations. European Science Foundation, EEDEN Meeting, 3 – 7 Nov, Irakleion, 3.
- Dérorová J., Zeyen H., Bielik M. & Salman K., 2006: Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the Eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, 3, TC3009, 1 – 12.
- Fejfar O., 1961: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), CSSR, I. Die Fundumstände und Stratigraphie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 111, 3, 257 – 273.
- Fejfar O., 1966: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei), ČSSR, V. *Allosorex stenodus* n.g. n.sp. aus Ivanovce A. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 123, 3, 221 – 248.

- Fejfar O. & Heinrich W. D., 1985: Zur Bedeutung der Wirbeltierfundstätten von Ivanovce und Hajnáčka für die Säugetierpaläontologie im Pliozän und frühen Pleistozän in Europa: Kenntnisstand und Probleme. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 60, 4, 213 – 225.
- Fordinál K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. *Geologické Práce, Správy*, 99, Bratislava, 67 – 75.
- Fordinál K., 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok-clay pit). *Slovak Geological Magazine*, 3, 4, 263 – 283.
- Fordinál K., 1998: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northern part of the Danube Basin. *Slovak Geological Magazine*, 4, 4, 293 – 300.
- Fordinál K. & Nagy A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. *Mineralia Slovaca*, 29, 401 – 406.
- Franko O., Bodiš D., Brestenská E., Ondrejčíková A., Priečovská Z., Remšík A. & Vass D., 1982: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGDŽ-1 Dvory nad Žitavou. Manuskript – archív Štátneho Geologického Ústavu D. Štúra, Bratislava.
- Franko O., Fendek M., Bodiš D., Brestenská E., Priečovská Z. & Vass D., 1985: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGG-2 Galanta. Manuskript – archív Štátneho Geologického Ústavu D. Štúra, Bratislava.
- Gaža B. & Beinhauerová M., 1976: Príspevok ku geológii zlatomoravského zálivu. *Mineralia Slovaca*, 8, 3, 221 – 240.
- Gaža B., 1968: Geologické zhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu Ripňany-1. Manuskript – archív Štátneho Geologického Ústavu D. Štúra, Bratislava.
- Gradstein F.M., Ogg J.G. & Smith A.G. (Eds.), 2004: A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, 1 – 610.
- Haq B.U., 1991: Sequence stratigraphy, sea level change and significance for the deep sea. In: MacDonald D.I.M. (Ed.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy. SEPM Special Publication, 12, 3 – 39
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.): Sea Level Changes – An Integrated Approach. SEPM Special Publication, 42, 71 – 180.
- Harčár J. & Schmidt Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. *Geologické práce, Zošit* 34, 143 – 152.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.C. & Vail P.R., 1998: Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky C.P., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (Eds.): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM Special Publications, 60, 3 – 13.
- Harzhauser M. & Binder H., 2004: Synopsis of the late Miocene mollusc fauna of the classical sections Richardhof and Eichkogel in the Vienna Basin. *Archiv für Molluskenkunde*, 133, 1/2, 109 – 165.
- Harzhauser M. & Mandic O., 2008: Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 417 – 434.
- Harzhauser M. & Tempfer P. M., 2004: Late Pannonian wetland ecology of the Vienna Basin based on molluscs and lower vertebrate assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 246, 55 – 68.
- Harzhauser M., Daxner-Höck G. & Piller W.E., 2004: An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. *Austrian Journal of Earth Science*, 95/96, 6 – 19.
- Holec P., 1981: Occurrence of *Hipparion primigenium* (H.V. Meyer, 1829) (Mammalia, Equidae) remnants in the Neogene of the Western Carpathians (Slovakia, Czechoslovakia). *Geologický zborník Geologica Carpathica*, 32, 4, 427 – 447.
- Holec P., 1986: Neueste resultate der untersuchung von Neogenen und Quartären Nashörnern, Bären und Kleinsäugetern in dem Bereich der Westkarpaten (Slowakei). *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 2, 223 – 231.
- Holec P., 1996: A Plio-Pleistocene large mammal fauna from Strekov and Nová Vieska, South Slovakia. *Acta zoologica cracoviensia*, 39, 219 – 222.
- Horváth F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226, 333 – 357.
- Horváth F., Bada G., Szafián P., Tari G., Ádám A. & Cloetingh S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: Constraints from observational data. In: Gee D.G. & Stephenson R.A. (Eds.): European Lithosphere Dynamics. *Geological Society London, Memoirs*, 32, 191 – 206.
- Hrušček I., Šefara J., Masaryk P. & Lintnerová O., 1996: The structural and facies development and exploration potential of the Slovak part of the Danube Basin. In: Wessely G. & Liebl W. (Eds.): Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe. EAGE Special Publication, 5, 417 – 429.
- Jámbor Á., Korpás-Hódi M., Széles M. & Sütő-Szentai M., 1985: Zentrales Mittleres Donaubecken: Bohrung Lajoskomárom Lk-1, S-Balaton. In: Papp A., Jámbor Á., Steininger F. F. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän Mio Pannonien. Akadémiai Kiadó Budapest, 204 – 241.
- Jiríček R., 1974: Biostratigrafia pliocénu komjaticej depresie. Manuskript – archív Štátneho Geologického Ústavu D. Štúra, Bratislava.
- Jiríček R., 1982: Stratigrafické pomery v neogéne žitavského zálivu. In: Slovák L., Hromada J., Tabak J., Jezný M., Urban V. & Bondarenková A., 1983: Žitavský záliv – lignit. Manuskript – archív Štátneho Geologického Ústavu D. Štúra, Bratislava.
- Joniak P., 2005: New rodent assemblages from the Upper Miocene deposits of the Vienna Basin and Danube Basin. Manuscript, PhD thesis, Univerzita Komenského, Bratislava, 134 s.
- Juhász E., Phillips L., Müller P., Ricketts B., Tóth-Makk Á., Lantos M. & Kovács L.O., 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. In: Durand B., Jolivet L., Horváth F. & Séranne M. (Eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. *Geological Society Special Publication*, London, 335 – 356.
- Juhász Gy., Pogácsás Gy., Magyar I. & Vakarcz G., 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. *Sedimentary Geology*, 202, 72 – 95.
- Konečný V., Kováč M., Lexa J. & Šefara J., 2002: Neogene evolution of the Carpatho – Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. EGS Stephan Mueller Special Publication, 1, 105 – 123.
- Kováč M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Veda, Bratislava, 202 s.
- Kováč M., Baráth I., Kováčová-Slamková M., Pipík R., Hlavatý I. & Hudáčková N., 1998: Late Miocene paleoenvironments and sequence stratigraphy: northern Vienna Basin. *Geologica Carpathica*, 49, 6, 445 – 458.
- Kováč M., Holcová K. & Nagymarosy A., 1999: Paleogeography, paleobathymetry and relative sea-level changes in the Slovakian Danube Basin and adjacent areas. *Geologica Carpathica*, 50, 4, 1 – 13.
- Kováč M., Baráth I., Fordinál K., Grigorovich A.S., Halásová E., Hudáčková N., Joniak P., Sabol M., Slamková M., Sliva L. & Vojtko R., 2006: 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). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 32 – 52.
- Kováč M., Andrejeva-Grigorovič A., Baráth I., Beláčeková K., Fordinál K., Halássová E., Hók J., Hudáčková N., Chalupová B., Kováčová M., Sliva L. & Šujan M., 2008: Litologické, sedimentologické a biostratigrafické vyhodnotenie vrtnu ŠVM-1 Tajná. *Geologické práce, Správy* 114, 51 – 84.
- Lankreijer A, Bielik M., Cloetingh S. & Majcin D., 1999: Rheology predictions across the Western Carpathians, Bohemian Massif and the Pannonian Basin: implications for tectonic scenarios. *Tectonics*, 18, 6, 1139 – 1153.
- Lankreijer A., Kováč M., Cloetingh S., Pitoňák P., Hlůška M. & Biermann C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube basins: thin skinned versus thick skinned extension. *Tectonophysics*, 252, 433 – 451.
- Leever K.A., Matenco L., Garcia-Castellanos D. & Cloetingh S.A.P.L. in press: The evolution of the Danube gateway between Central and Eastern Paratethys (SE Europe): Insight from numerical modelling of the causes and effects of connectivity between basins and its expression in the sedimentary record. *Tectonophysics*.
- Lirer F., Harzhauser M., Pelosi N., Piller W.E., Schmid H.P. & Sprovieri M., 2009: Astronomically forced teleconnection between Paratethyan and Mediterranean sediments during the Middle and Late Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 275, 1 – 13.
- Lunga S., 1964: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. Manuskript – archív Štátneho Geologického Ústavu D. Štúra, Bratislava.
- Magyar I., Geary D.H. & Müller P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147, 151 – 167.
- Marinescu F., 1977: Genre *Dreissenomya* Fuchs (Bivalven, Heterodonta), *Institut de Geologique et de Geophysique (Bucarest), Memoires*, 26, 75 – 118.
- Martini E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings of 2nd planktonic conference, Roma 1970, 739 – 785.
- Marunteanu M., 1997: Pannonian nannoplankton zonation. In: International Symposium Geology in the Danube Gorges, Geologija derdapa, Orszova, 263 – 265.
- Mazúr E., 1963: Žilinská kotlina a príslahlé pohoria. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 184 s.
- Meulenkamp J. E., Kováč M. & Cicha I., 1996: On Late Oligocene to Pliocene depocenter migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics*, 266, 301 – 317.
- Minár J., 2003: Stredohorská roveň v Západných Karpatoch ako tektooplén: náčrt pracovnej hypotézy. *Geografický časopis*, 55, 2, 141 – 158.
- Minár J., Barka I., Bielik M., Kováč M., Plašienka D., Stankovič M. & Zeyen H. in press: New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: an approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics*.
- Musil R., 1959: První nález druhu *Deinotherium gigantissimum* Stephanescu, 1892 na našem území. *Časopis Moravského Musea, Vědy přírodní*, 44, 81 – 88.
- Nagy A., Fordinál K., Brzobohatý R., Uher P. & Raková J., 1995: Vrchný miocén juhovýchodného okraja Malých Karpát (vrt Ma-1, Bratislava). *Mineralia Slovaca*, 27, 113 – 132.
- Neveeskaya L.A., Goncharova I.A., Ilyina L.B., Paramonova N.P., Popov S.V., Babak E.V., Bagdasarjan K.G. & Voronina A.A., 1996: Istorija neogenovych molluskov Paratetisa. *Trudy Paleontological Institute of the Academy Sciences AN SSSR*, 220.
- Papp A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 39 – 41, 99 – 193.
- Papp A., 1953: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 44, 85 – 222.
- Pogácsás Gy. & Seifert P., 1991: Vergleich der neogenen Meeresspiegelschwankungen im Wiener und im Pannonischen Becken. In: Lobitzer H. & Császár G. (Eds.): Jubileumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Wien, 93 – 100.
- Popov S.V., Scherba I.G., Ilyina L.B., Neveeskaya L.A., Paramonova N.P., Khondkarian S.O. & Magyar I., 2006: Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 91 – 106.
- Popov S.V., Zastrozhnov A.S., Pinchuk T.N., Antipov M.P. & Kurina E.E., 2009: Eastern Paratethys transgressive cyclicity and main sea level downfalls from the Oligocene to Pliocene. 13th Congress RCMNS, 2nd – 6th September 2009, Naples, Italy, *Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense"*, 45, 1/4, 112 – 113.
- Priechodská Z. & Harčár J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti podunajskej nížiny. GÚDŠ, Bratislava, 114 s.
- Rögl F., 1998: Paleogeographic Consideration for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen des Naturhistorische Museums Wien*, 99A, 279 – 310.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Dunai T., Bada G., Fodor L. & Horváth E., 2005: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend (Pannonian Basin), using in situ produced ³He. *Tectonophysics*, 410, 173 – 187.
- Sabol M. & Holec P., 2002: Temporal and spatial distribution of Miocene mammals in the Western Carpathians (Slovakia). *Geologica Carpathica*, 53, 4, 269 – 279.
- Sacchi M. & Horváth F., 2002: Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian Basin (Central Paratethys). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 79 – 94.
- Schmidt Z. & Halouzka R., 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienou zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Dunajská panva). *Geologické práce, Správy*, 51, 173 – 183.
- Snel E., Mărunțeanu M., Macaleț R., Meulenkamp J.E. & van Vugt N., 2006: Late Miocene to Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 107 – 124.
- Trubikhin V.M., 1989: Paleomagnetic data for the Pontian. In: Stevanovic P. M., Neveeskaya L. A., Marinescu F., Sokac A. & Jámor Á. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys VIII, Zagreb-Beograd, 76 – 79.
- Uhrin A., Magyar I. & Sztanó O., 2009: Control of the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentation by basement deformation in the Zala Basin. *Hungarian Geological Society*, 139/3, 273 – 282
- Vakarc G., Vail P.R., Tari G., Pogácsás Gy., Mattick R.E. & Szabó A., 1994: Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 240, 81 – 106.
- Vasiliev I., Krijgsman W., Langereis Cor G., Panaiotu C.E., Mațenco L. & Bertotti G., 2004: Towards an astrochronological framework for the Eastern Paratethys Mio-Pliocene sedimentary sequences of the Focșani Basin (Romania). *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 231 – 247.
- Vass D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. GÚDŠ, Bratislava, 200 s.
- Vlačíky M., Sliva L., Csaba T., Karol M. & Zervanová J., 2008: Fauna a sedimentológia lokality Nová Vieska (Vilafrank, SR). *Acta Musei Moraviae – Scientiae geologicae*, 93, 229 – 244.

- Vojtko R., Hók J., Kováč M., Sliva L., Joniak P. & Šujan M. 2008: Pliocene to Quaternary stress field change in the western part of the Central Western Carpathians (Slovakia). *Geological Quarterly*, 52, 1, 19 – 30.
- Wenz W. & Edlauer A., 1942: Die Molluskenfauna der oberpontischen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling, Wien, *Archiv für Molluskenkunde*, 74, 82 – 98.

Summary: Danube Basin paleogeography and geodynamics during the Late Miocene is characterized by wide rifting of the back arc basin, its gradual infill, followed by the Pliocene uplift and denudation. The basin development is well recorded in its sedimentary succession. Marine connections of the Lake Pannon towards the Eastern Paratethys are assumed only during the early Late Miocene. Influence of the Messinian salinity crisis and coeval sea level fall, in closed alluvial to residual lake system, was overprinted by tectonics, acting in the Western Carpathian orogen during this time. All mentioned events are well recorded in the sedimentary succession of the basin, where the deep water setting brackish offshore deposits gradually change to shallow water setting near shore marches and deltaic deposits and are followed by freshwater alluvial sedimentation. The Late Miocene changes of depositional systems in the Danube Basin northern part (Slovakia) were dated by tools of bio – and sequence stratigraphy.

Three 3rd order cycles were documented: DB1 11.6 – (9.7?) 8.9 Ma, DB2 (9.7?) 8.9 – 6.3? Ma and DB3 4.1? – 2.6 Ma. The time span between 6.3? – 4.1? Ma represents denudation during basin structural inversion stage. Reevaluation of the existing data specified till now used time range of the Danube Basin formations and members in Slovakia as following:

1. Lower, Middle and lowermost Upper Pannonian sediments of the Danube Basin (A – F zones sensu Papp, 1951) deposited in time span 11.6 – 8.9? Ma are represented in Slovakia by the Ivanka and Beladice formations (Tab. 4). In Hungary, the formations are defined as appearance of sedimentary facies in time and space (after Császár et al., 1997): deepwater setting marls, clays and sandy turbidites of the Endrőd and Szolnok formations, deposits of the basin palaeoslope or delta-slope is the Algyó Formation and the shallow water setting deposits of marches, lagoons, coastal and delta plain built up by clays, sands and coal seams are represented by the Újfalu Formation.

The Early Pannonian age of the lower part of the Ivanka Formation is proved in shallow water setting by occurrence of the fauna of the *Mytilopsis ornithopsis* and *Mytilopsis hoernesii* biozones. The upper part of the sequence is of the Middle Pannonian age, proved by occurrence of the fauna of the *Congeria partschi* and *Congeria subglobosa* biozones. The mentioned time span is justified also by endemic nanoplankton of the *Praenoelaerhabdus banatensis* and *Noelaerhabdus bozinovicae* biozones which can be correlated with standard NN9 and NN10 zones (Martini, 1971), as well as by presence of MN 10 and MN 9 mammal zones. Late Pannonian age of the base of the Beladice Formation is proved by presence of *Mytilopsis neumayri* – *Mytilopsis zahalkai* biozone and by the MN 10 mammal biozone.

2. Upper Pannonian sediments of the Danube Basin (G & H zones, sensu Papp, 1951) deposited in time span 8.9? – 6.3? Ma, are represented by uppermost part of the Beladice Formation and Volkovce Formation in Slovakia (Tab. 4), in Hungary by the Zagyva and Hanság formations (Császár et al., 1997). The Hlavina Member makes boundary unit between the Beladice and Volkovce formations, freshwater limestone dated to 8.2 Ma (Fordinál & Nagy, 1997). Sedimentary environment of above mentioned formation can be characterized as alluvial –

with wide range of sub-facies from fluvial, deltaic, ephemeral lake to marches and dry land-terrestrial deposits. The age of DB2 sequence, belonging to the *Viviparus* sp. biozone, is proved by presence of MN 12 – 13 mammal biozones.

3. Pliocene sediments of the Slovak part of the Danube Basin are represented by the Kolárovo Formation, dated 4.1? – 2.6 Ma. The formation deposited in fluvial to lake and alluvial environment. Age of DB3 sequence is proved by the MN 15, 16, 17 mammal biozones.