

Zmeny sedimentárneho záznamu ako odraz zmien hĺbky a dynamiky depozičného prostredia (Východoslovenská panva, stredný miocén)

Jana Hlavatá & Michal Kováč

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

AGEOS Change of sedimentary record as a consequence of variation in depth and dynamics of depositional environment (East Slovakian Basin, Middle Miocene)

Abstract: Middle Miocene sedimentary record of VSP-1 borehole situated in the East Slovakian Basin area was studied on well cores and well log diagrams. Documented sedimentary structures provided valuable information about the mode of transport and deposition, as well as about subsequent synsedimentary changes in soft sediment. Different transport mechanisms and depositional environments provide important information on the basin palaeogeography during the Serravalian (Upper Badenian and Lower Sarmatian regional stages), since the depositional environment in the study area changed from the deeper neritic environment of basin slope or lower part of the delta slope to the shallow neritic to littoral, coastal or delta plain environment. Deep water setting is characterized mainly by fine-grained sediments of gravity flows with slumps, showing grain flow to turbidity current features. The typical sedimentary structures are: erosive base of beds, normal grading, etc. Sediments are usually disturbed by synsedimentary deformations as slumps and growth faults. Shallow water setting was identified on the basis of specific sedimentary structures as: planar cross and trough cross bedding, ripple marks, hummocky cross stratification, flaser, wave and lenticular bedding. These sedimentary structures originated in shallow water, high energy environment, but each of them at different dynamic condition. Results obtained by the study of sedimentary record of the VSP-1 borehole fit well with the Upper Badenian and Lower Sarmatian palaeogeographical models of Vass et al. (2002) and confirm the rightness of defined changes of depositional environment in the Trebišov Depression of the East Slovakian Basin in time and space.

Keywords: East Slovakian Basin, Middle Miocene, deep sea setting, shallow water setting, sedimentary structures

1. ÚVOD

Stredný miocén reprezentoval významné obdobie v geologickom a paleogeografickom vývoji západokarpatskej oblasti. Rozsiahly priestor medzi vznikajúcim oblúkom Karpát, Dinaridmi a Východnými Alpami pokrývalo v tomto období epikontinentálne more (systém zaoblúkových paniev) – Centrálna Paratetyda (Röegl, 1998), na okraji ktorého sa formovali neogénne panvy, tak ako ich poznáme dnes. Vznik Viedenskej, Dunajskej a Východoslovenskej panvy na južnom okraji postupne sa zdvíhajúceho západokarpatského orogénu sa v tomto období vyznačoval pomerne jednotným geodynamickým vývojom, charakterizovaným: (a) bádenským riftingom a (b) následným vyplňaním depocentier usadeninami počas sarmatu (Kováč et al., 1998; Kováč, 2000; Harzhauser & Piller, 2007).

Bádenská subsidencia západokarpatských paniev spolu s regionálnym zdvihnutím hladiny mora viedla nielen k rozsiahlej transgresii, ale aj k vzniku hlbokovodného prostredia, dosahujúceho miestami rádovo až niekoľko sto metrov (Kováč, 2000). Na druhej strane výzdvih pohorí a vytvorenie riečnej

siete sprevádzalo usadenie obrovského množstva sedimentov v deltových systémoch, ktoré postupne zanášali akomodáčny priestor (Kováč et al., 1998). Vývoj depozičných systémov z tohto obdobia v čase priestore nesie z tohto dôvodu často znaky postupného splytčenia sedimentačného prostredia, ako aj sprievodnú zmenu (hydro)dynamických činiteľov pôsobiacich na usadzovanie sedimentov.

Transport sedimentárnych častíc vo vodnom prostredí ovplyvňuje množstvo činiteľov, ku ktorým okrem klimatických vplyvov, typu zdrojovej oblasti a tektoniky patria: množstvo a zrnitosť transportovaných klastík, vplyv gravitačných účinkov, hustota a viskozita prúdov, hlbokovodné a plytkovodné prúdenie, príliv a odliv, vlnenie, pôsobenie biologických činiteľov a chemických zmien v usadeninách, atď. (Reading, 1996). Tieto činitele sa vo výslednom efekte podieľajú na architektúre usadených hornín v podobe ich textúr v sedimentárnom zázname. Sedimentárne štruktúry v rozmedzí od centimetrov až po niekoľko metrov preto poskytujú neoceniteľné informácie o spôsobe transportu, depozičie a rovnako aj o následných zmenách v usadenom sedimente.

Ako príklad zmien depozičného prostredia a transportných mechanizmov v čase a priestore prezentujeme vrt **VSP-1** odvrtný v oblasti Východoslovenskej panvy, ktorá podobne ako panvy Viedenská a Dunajská bola situovaná na severnom okraji panónskeho systému zaoblúkových paniev v strednom miocéne. Študovaný vrstevný sled pokrýva časové obdobie mediteránneho stupňa seraval (členený na regionálne stupne vrchný báden a sarmat, v zmysle Gradstein et al., 2004; Harzhauser & Piller, 2007).

2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA OBLASTI

Študovaný vrt VSP-1 bol situovaný vo Východoslovenskej panve, v okrese Michalovce, v katastri obce Zemplínska Široká. Oblasť výskumu geograficky definujeme ako Východoslovenskú nížinu oddelenú od Košickej kotliny vulkanitmi Slánskych vrchov (Obr. 1).

Východoslovenská panva tvorí severozápadné depocentrum Transkarpatskej panvy, ktorá sa rozprestiera na území Slovenska, Ukrajiny a Rumunska. Jej neogénna sedimentárna výplň je zastúpená vrstevným sledom od spodného miocénu po kvartér a dosahuje hrúbku 8 až 9 km (Rudinec, 1989). Študovaná časť neogénnej výplne panvy, teda **strednomiocén-**



Obr. 1. Schematická mapa Východoslovenskej panvy s vyznačením študovaného vrtu VSP-1 (upravené podľa Lexa et al., 2000).

Fig. 1. Schematic map of the East Slovakian Basin with highlighted position of the study well VSP-1 (modified after Lexa et al., 2000).

ny vrstevný sled, je v predmetnej oblasti (trebišovská depresia) tvorená predovšetkým:

(1) Spodnobádanským **nížnohraboveckým súvrstvom** (Vass & Čverčko, 1985) reprezentovaným vo východnej a centrálnej časti panvy vulkanodetritickými usadeninami. Súvrstvie sivých morských ílovcov a prachovcov s vrstvami pieskocov sa vyznačuje prítomnosťou ryolitových tufov a tufitov, často zeolitizovaných. Strednobádanské **vranovské súvrstvie** (Vass & Čverčko, 1985) je v centrálnej časti panvy zastúpené pelitickým panvovým vývojom s maximálnou hrúbkou do 600 m. Piesčitá frakcia bola transportovaná zo severovýchodu, z vyzdvihujúceho sa flyšového pásma. Smerom do nadložia prechádza do vrchnobádanského **lastomírskoho súvrstvia** (Vass & Čverčko, 1985) s maximálnou hrúbkou 2000 m. Súvrstvie je tvorené vápnitými ílmi s vrstvami pieskocov a kyslých tufov. Telesá delt vstupujúce do panvy zo SZ (Obr. 2a), tvoria **klčovské súvrstvie**, ktoré svojim vývojom zasahuje až do študovanej oblasti. Hruboklastická časť súvrstvia sa nachádza v západnej časti územia (vejárové delty, Janočko, 1990) a smerom na východ prechádza do piesčitejšieho vývoja čela a svahu delty.

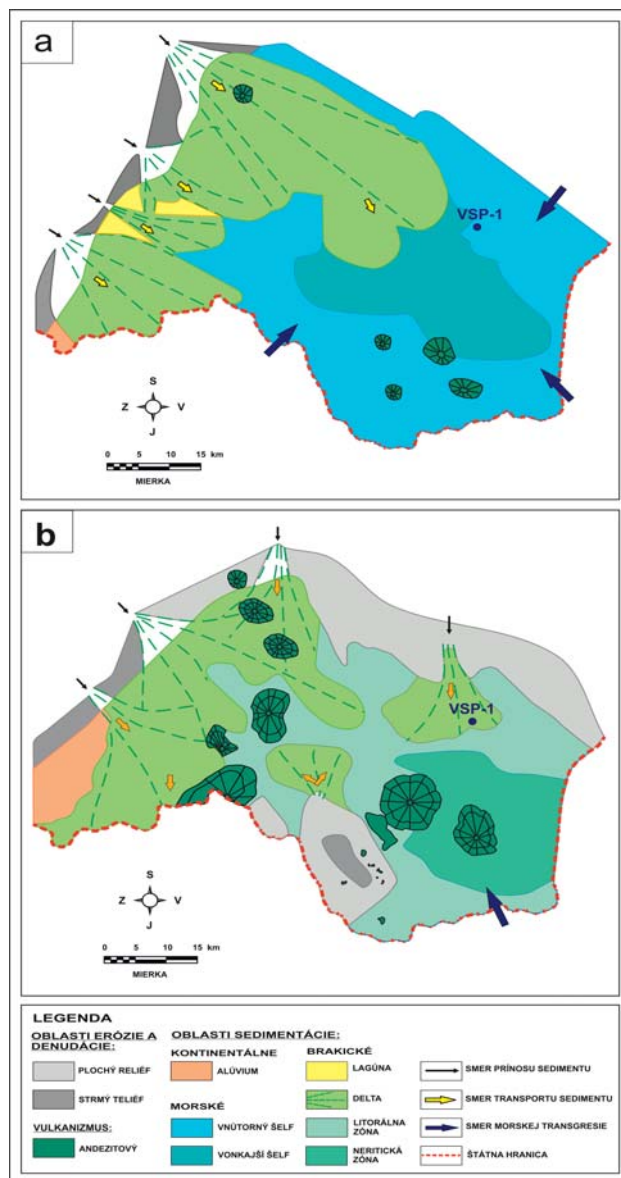
(2) Spodnosarmatské **stretavské súvrstvie** (Vass & Čverčko, 1985) je tvorené vápnitými ílmi, pieskami, štrkami a kyslými tufmi v rôznom zastúpení. Významnú úlohu vo vývoji centrálnej a východnej časti Východoslovenskej panvy v tomto období mal vznik stratovulkánov (Obr. 2b), dnes sčasti pochovaných v sedimentárnej výplni panvy (Rudinec & Magyar, 1980). Nadložné **ptrukšianske súvrstvie** (Vass & Čverčko, 1985) vrchnosarmatského veku je rozšírené predovšetkým vo východnej časti panvy a reprezentujú ho íly a íly striedajúce sa s vulkanoklastikami, pričom nepresahuje hrúbku 200 m. Brackické sedimentačné prostredie panvy sa ešte vo vrchnom sarmate postupne zmenilo na sladkovodné (**kochanovské súvrstvie**, Vass & Čverčko, 1985).

Študijný materiál – vrtné jadrá z vrtu VSP-1, pochádza z dvoch rozdielnych hĺbkových intervalov a boli stratigraficky začlenené do dvoch časových horizontov. Do obdobia **vrchný báden** bolo zaradené **jadro č. 1** a do obdobia **spodný sarmat** bolo stratigraficky začlenené **jadro č. 2**. Celkový obraz o zmenách sedimentácie počas stredného miocénu, teda aj zmenách depozičného prostredia v čase a priestore, nám poskytujú existujúce karotážne merania (SP, RILD a GK), ktoré jednoznačne poukazujú na zmenu zrnitosti usadenín a z toho odvoditeľnú zmenu dynamiky paleoprostredia. Obr. 3 dokumentuje prevažne jemnozrnnú sedimentáciu ílov a siltov počas vrchného báden a začiatkom spodného sarmatu, ktorá smerom do nadložia prechádza do usadenín s telesami s vyšším obsahom pieskov tvoriacich nahor hrubnúce cykly.

3. SEDIMENTOLOGICKÉ VYHODNOTENIE JADRA Č. 1 (2052-2061 M)

Spodná časť študovaného vrtného jadra je tvorená dobre vytriedeným drobnozrnným sedimentom – tmavošedým vápnitým ílovcem až siltovcom s ílovou prímесou s nevýraznou, len miestami sporadicky prítomnou lamináciou (Obr. 4). V najspodnejšej časti identifikovaná prítomnosť stôp po bioturbácii naznačuje s najväčšou pravdepodobnosťou depoziáciu v pokoj-

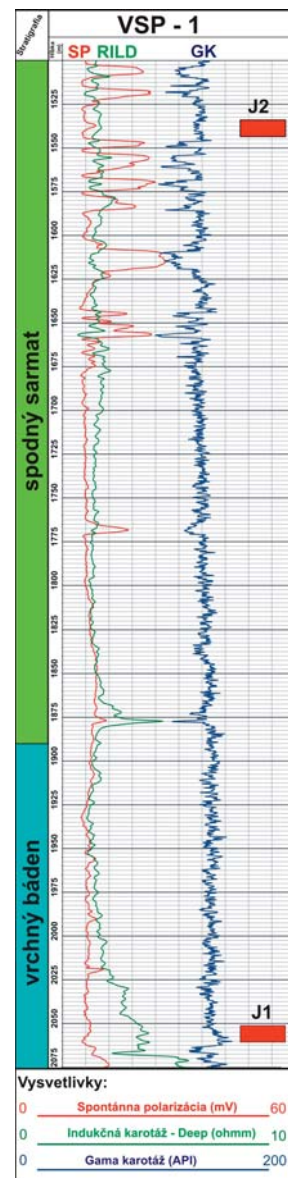
nom prostredí s nízkou dynamikou, v období s minimálnym prínosom klastického materiálu, umožňujúcu kolonizáciu dna živými organizmami (Obr. 5f). Postupné vytrácanie bioturbácie smerom nahor a narastanie množstva lamín s drobnozrnným materiálom (Obr. 5e), reprezentuje sedimenty prechodu medzi dnom panvy (*offshore basinal facies*) a distálnou časťou svahu delty – prodeltou (*prodelta facies*). Mechanizmus transportu ílov a siltov predpokladáme veľmi riedkymi turbiditmi, z ktorých sa bahná usadzovali vypadávaním jemného sedimentu zo suspenzie pri postupnom znižovaní rýchlosti prúdu.



Obr. 2. Paleogeografický model Východoslovenskej panvy (a) vrchný bádén, (b) spodný sarmat (upravené podľa Vass et al., 2000).

Fig. 2. Palaeogeography of the East Slovakian Basin (a) Late Badenian, (b) Early Sarmatian (modified after Vass et al., 2000).

Smerom do nadložia môžeme pozorovať postupné pribúdanie lamín až vrstiev s narastajúcou zrnitosťou klastického materiálu. Laminy a vrstvičky sú tvorené svetlosivým ílovcom so siltovou prímесou a siltovcom, prípadne až veľmi drobnozrnným pieskovcom. Hrúbka lamín a vrstvičiek odráža veľkosť a silu prúdu, ktorý unášal sediment z prednej časti deltovej roviny (*lower delta front facies*) alebo vrchných častí svahu delty (*upper delta slope facies*). Vrstvy majú na viacerých miestach v priebehu celého jadra znaky erozívnej bázy (Obr. 5d), čo naznačuje výmoloú eroziu hustých gravitačných tokov a turbiditných prúdov pri



Obr. 3. Karotážny záznam (SP – spontánna polarizácia, RILD – indukčná karotáž – Deep, GK – gama karotáž) z vrtu VSP-1, v časovom intervale vrchný bádén až spodný sarmat – s vyznačením miesta odberu vrtných jadier č. 1 a č. 2.

Fig. 3. Electrical logs (SP – Spontaneous Potential, RILD – Resistivity induction log – Deep, GK – Gamma log) from the VSP-1 borehole, time interval from the Late Badenian to Early Sarmatian – with highlighted position of the well core No. 1 and No. 2.

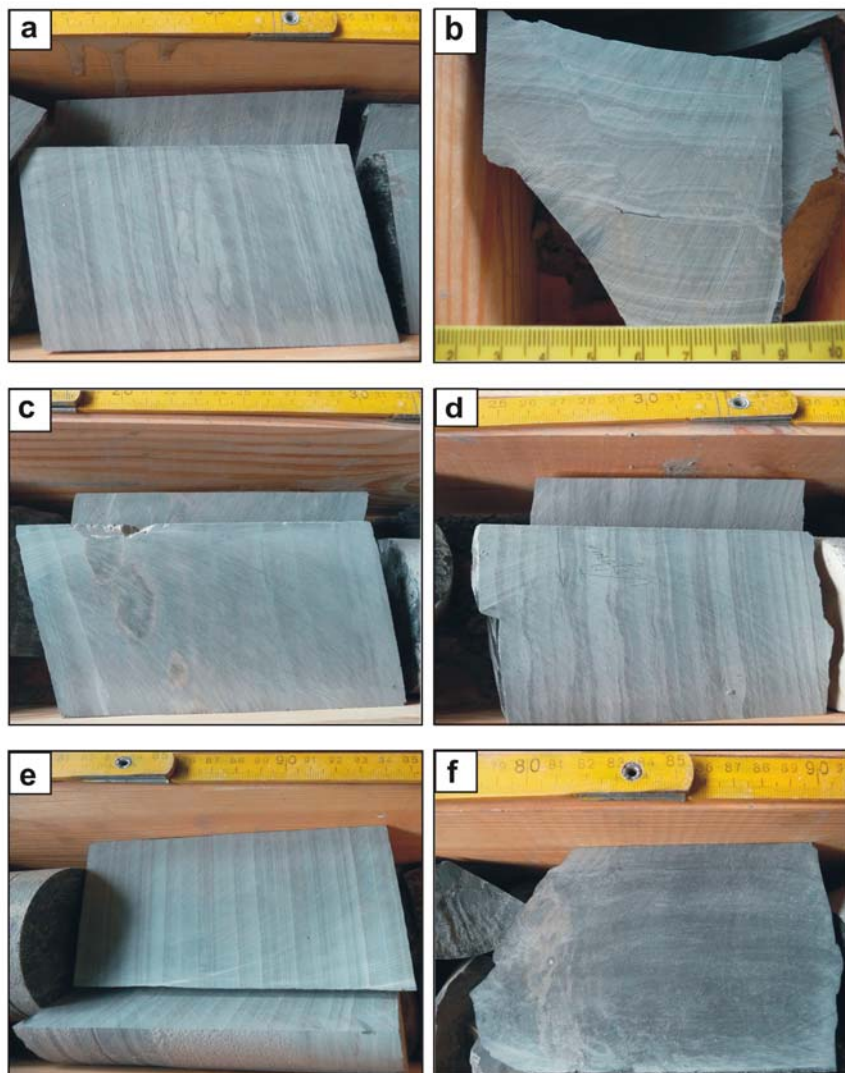
usadzovaní sedimentu. Usadeniny majú výraznú normálnu gradáciu, ktorá je výsledkom postupného vypadávaní sedimentu z turbiditných prúdov. Intraklasty o veľkosti 0,5 až 2,5 cm, ktoré boli transportované do hlbších častí hustejším prúdom počas búrky ako tempestit, alebo boli oderodované z podložných už spevnených sedimentov a nesené ako súčasť hustého gravitačného toku počas obdobia s vyššou energiou prostredia, potvrdzujú prostredie svahu delty s typickými gravitačnými mechanizmami transportu sedimentov (Obr. 5c).

Študované jadro vrtu je veľmi silne tektonicky porušené s početnými tektonickými zrkadlami so zreteľným poklesovým ryhovaním (uklonené pod uhlom 40 až 65°). Táto skupina zlomov predstavuje post-sedimentárne porušenie usadenín na rozdiel od malých zlomov (Obr. 5b), dobre viditeľných v telese jadra – ktoré považujeme za synsedimentárne deformácie nespevnených alebo len čiastočne spevnených usadenín. V jadre môžeme na viacerých miestach pozorovať deformácie, ktoré vznikli pri sklzávaní sedimentu po nerovnom povrchu – sklzové textúry



Obr. 4. Opis jadra č. 1 z vrtu VSP-1 a interpretácia prostredia.

Fig. 4. Description of the well core No. 1 from the VSP-1 borehole and sedimentary environment interpretation.



Obr. 5. Sedimentárne textúry jadra č. 1 z vrtu VSP-1: (a) laminovaný ílovec až siltovec s viditeľnou sklzovou textúrou, (b) tektonické porušenie jadra synsedimentárnymi zlomami (c) ílovec až siltovec s intraklastami o veľkosti 0,5 až 2,5cm, (d) laminovaný sediment s laminami tvorenými siltovcom až veľmi drobnozrnným pieskovcom s viditeľnou erozívnu bázou a normálnou gradáciou, (e) laminovaný ílovec s laminami tvorenými siltom s normálnou gradáciou (f) tmavošedý homogénny ílovec s intenzívnou bioturbáciou.

Fig. 5. Sedimentary structures in well core No. 1 of the VSP 1 well: (a) laminated claystone to siltstone with slump structure, (b) tectonic deformations of core by synsedimentary faults, (c) claystone to siltstone with intraclasts – size 0,5 to 2,5cm, (d) claystone –siltstone laminated structure, erosional base of layers and normal graded beds (fining upward), (e) claystone – siltstone laminated structure, with normal graded beds (fining upward), (f) bioturbated siltstone

(Obr. 5a), ktoré nám takisto indikujú prostredie usadzovania sedimentu na svahu delty. Sklzy, podobne ako synsedimentárne zlomy, sú typické pre prostredie svahu delty, na ktorom dochádza k plastickým a krehkým deformáciám usadenín v dôsledku ich pohybu po svahu.

Na základe faciálneho vývoja usadenín v jadre č. 1 a ich typických sedimentárnych textúr ako sú laminácia, vrstevnatosť, normálna gradácia a spodná erozívna báza vrstiev, ako aj synsedimentárne a postsedimentárne deformácie, môžeme usudzovať, že sa sediment usadil v depozičnom prostredí spodnej časti svahu delty (*delta slope facies*) s mechanizmom transportu klastického materiálu turbiditmi.

4. SEDIMENTOLOGICKÉ VYHODNOTENIE JADRA Č. 2 (1534,5-1543,5 M)

Sedimenty v študovanom jadre tvoria prevažne šedo zelené vápnité, vrstevnaté ílovce až siltovce striedajúce sa so svetlosivými laminami až tenkými vrstvičkami siltovcov a jemnozrnných pieskovcov (Obr. 6). Vrstevnatosť viditeľná v celom priebehu

jadra je dobre zachovaná a pohybuje sa medzi subhorizontálnym zvrstvením až po úklon 5 – 10°. Zachovalé schránky lastúrníkov, nájdené v intervaloch s prevahou ílového materiálu sedimentu v spodnej časti jadra, dokladajú prostredie plytkého neritika (Obr. 7g). Osídlenie dna sedimentačného prostredia organizmami dokumentujú aj stopy po ich životnej činnosti. Bioturbácia usadenín študovaného jadra je viazaná hlavne na intervaly v rozsahu lamín a vrstvičiek (najmä siltovca a drobnozrnného pieskovca), pričom neporušuje celkovú vrstevnatosť sedimentárneho záznamu. V celom jadre sú tiež prítomné zuhoľnatené zvyšky rastlín a ich detritus (Obr. 7f) zvyrazňujúci lamináciu a zvrstvenie, čo môžeme považovať na zvýšený prínos materiálu riekou z pobrežia. Výplne kanálov z hrubozrnným materiálom (siltovec a drobnozrnný pieskovec), ako aj flaserové zvrstvenie, poukazuje na zónu ovplyvnenú zvýšenou dynamikou vodného prostredia (Obr. 7b, d, e).

Okrem horizontálnej laminácie sa v študovanom jadre často vyskytovalo planárne šikmé a výmoľovo šikmé zvrstvenie, čeriny, flaserové a šošovkovité zvrstvenie. Výmoľovo šikmé zvrstvenie reprezentuje „miniaturne 3D čeriny“ a bolo vytvorené prúdovým mechanizmom v plytkovodnom prostredí (Obr. 7a).

Za výplň kanála považujeme vrstvu drobnozrnného pieskovca so siltovou prímiesou, ktorý je z vrchnej a spodnej strany ohraničený laminovaným ílovcom a siltovcom. V spodnej časti tohoto intervalu sa nachádza deformované teleso zo siltovcových vrstvičiek s preplástkami ílovca. Túto časť jadra môžeme definovať ako výplň distribučného kanála a „zavinutá štruktúra“ na jeho báze je transportom deformovaná vrstva ílov, strhnutá z okraja distribučného kanála (Obr. 7b).

V spodnej časti jadra bolo najčastejšie prítomné šošovkovité zvrstvenie zastúpené šošovkami hruboklastickejšej zložky (pieskovca, siltovca) v ílovcoch (Obr. 7c). Smerom do nadložja pribúdala siltová až jemno piesčitá zložka, doprevádzaná prítomnosťou čerinového až flaserového zvrstvenia (Obr. 7d, e).

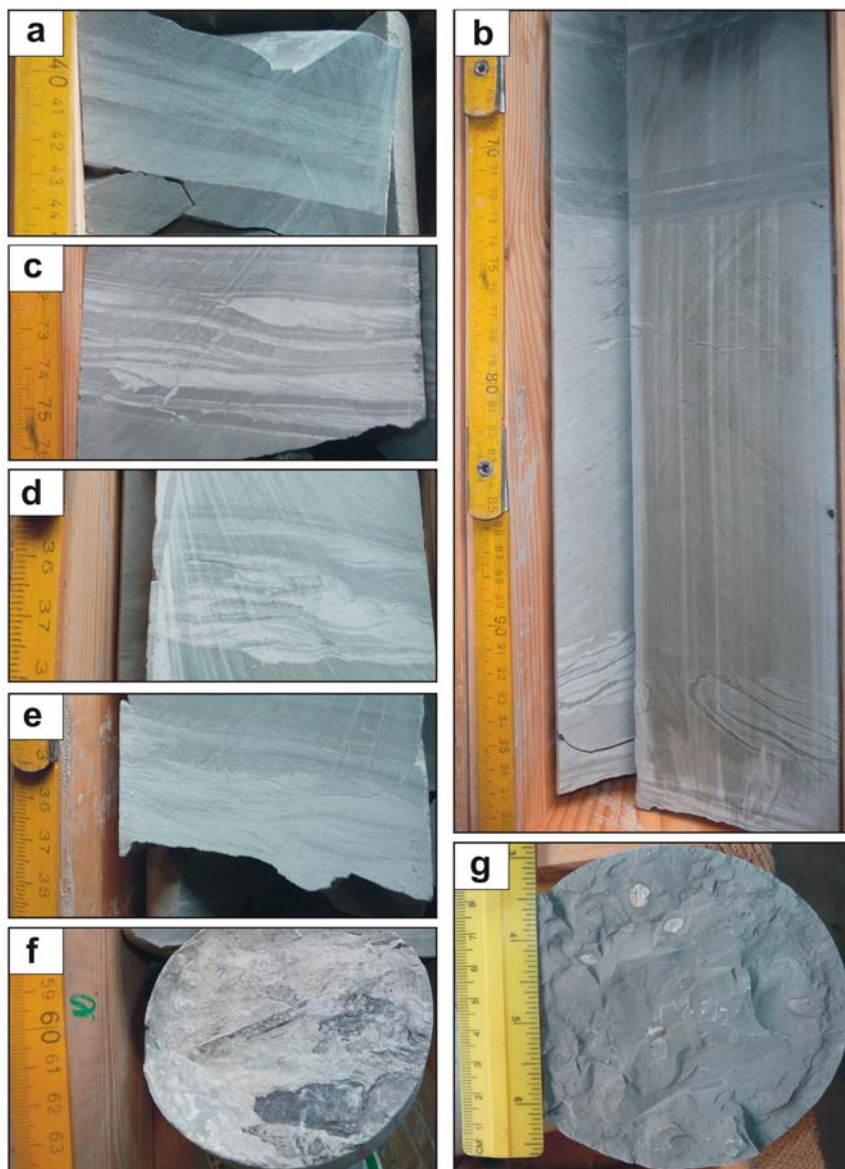
Čerinové zvrstvenie pozostáva zo striedajúcich sa čerín pieskovca a vrstvičiek ílovca, pričom ílovové aj pieskovcové vrstvičky (laminy) sú kvantitatívne rovnako zastúpené. Flaserové zvrstvenie je charakteristické striedaním sa čerín siltovca a drobnozrnného pieskovca s nesúvislými vrstvičkami siltovca až ílovca, ktoré vzniká ukladaním tenkých vrstvičiek ílu už na usadených, hrubšie zrnitostne zložených čerínach. Uvedené sedimentárne textúry sú charakteristické napríklad pre tidálne plošiny (*tidal or coastal plain facies*).

Záverom možno konštatovať, že textúry identifikované v sedimentárnom zázname jadra č. 2 nám umožňujú predpoklad, že sediment sa usadzoval v plytkovodnom pobrežnom prostredí (Obr. 6). Na základe pomeru ílovej, siltovej a jemne piesčitej

Vek		Metraž		VSP - 1 jadro č.2		Opis jadra a interpretácia prostredia	
litológia, štruktúry a textúry							
Sarmat	1534,5m	vzorkovnica 1.		Δ 0-2°	Sedý laminovaný vápnitý ílovec až siltovec. Vo vrchnej polovici sa striedajú subhorizontálne uložené výrazné laminy, tvorené svetlým siltovcom v pravidelných intervaloch. V spodnej časti sú čiastočne porušené pohybom nespevneného sedimentu, prítomné je konvolútne, flaserové a čerinové zvrstvenie.	Prostredie litorálnej zóny panvy alebo deltovej roviny (coastal plane, delta plane)	
	1535,5m	vzorkovnica 2.		Δ 1-7°	Sedý laminovaný vápnitý ílovec až siltovec. Laminy sú tvorené svetlým siltovcom. Prítomná je paralelná laminácia, čerinové, planárne a výmoľovo šikmé zvrstvenie. Bioturbácia je viazaná v rozsahu lamin až vrstvičiek, neporušuje celkovú vrstevnatosť, tiež obsahuje zuhoľnatené zvyšky rastlín a rastlinný detritus.		
	1536,5m	vzorkovnica 3.		Δ 4-6°	Sedý laminovaný vápnitý ílovec až siltovec. Takmer pravidelne striedajúce sa laminy až vrstvičky svetlého siltovca, ktoré sú porušené bioturbáciou a zvýraznené laminami rastlinného detritu. Prítomné je flaserové a planárne šikmé zvrstvenie.		
	1537,5m	vzorkovnica 4.		Δ 0-3°	Vrchnú časť tvorí sedý vrstevnatý vápnitý ílovec s laminami siltovca, prítomné je šikmé a čerinové zvrstvenie prechádzajúce do paralelnej laminácie. Spodnú časť tvorí hrubá vrstva jemnozrnného pieskovca s prímiesou ílu - výplň distribučného kanálu, so sklzovou deformáciou na báze vrstvy.		
	1538,5m	vzorkovnica 5.		Δ 4-5°	Sedý laminovaný vápnitý ílovec až siltovec. Vo vrchnej časti je viditeľné planárne a výmoľovo šikmé zvrstvenie, prítomná je bioturbácia a laminy zuhoľnateného rastlinného detritu.		
	1539,5m	vzorkovnica 6.		Δ 1-3°	Sedý laminovaný vápnitý ílovec až siltovec. Laminy sú tvorené svetlým siltovcom. Prítomná je paralelná laminácia, šošovkovité, planárne šikmé a kopčekovité zvrstvenie. Bioturbácia je viazaná v rozsahu lamin až vrstvičiek, neporušuje celkovú vrstevnatosť, tiež obsahuje uhoľný pigment.		
	1540,5m	vzorkovnica 7.		Δ 6-10°	Sedo zelený laminovaný vápnitý ílovec až siltovec. Vrchná časť jadra je výraznejšie laminovaná, smerom do podložja sa striedajú hrubšie vrstvičky siltovca. V sedimente je prítomné planárne a výmoľovo šikmé zvrstvenie. V spodnej časti sa nachádzajú schránky lastúrníkov.	Depozitné prostredie plytkého neritika panvy alebo deltovej roviny (coastal plane, delta plane)	
	1541,5m	vzorkovnica 8.		Δ 4-5°	Sedo zelený laminovaný vápnitý ílovec až siltovec so svetlosivými laminami až vrstvičkami siltovca. Laminy až vrstvičky sú často bioturbované a okrem paralelnej laminácie často obsahujú planárne šikmé a šošovkovité zvrstvenie.		
	1542,5m	vzorkovnica 9.		Δ 2-3°	Sedo zelený vrstevnatý vápnitý ílovec až siltovec s prítomnosťou lamin siltovca, často len 1mm hrubými. Prítomnosť siltu klesá smerom k báze. V spodnej časti sa nachádzajú schránky lastúrníkov.		
1543,5m							

Obr. 6. Opis jadra č. 2 z vrtu VSP-1 a interpretácia prostredia

Fig. 6. Description of the well core No. 2 from VSP-1 borehole and sedimentary environment interpretation



Obr. 7. Sedimentárne textúry jadra č. 2 z vrtu VSP-1: (a) siltovcové vrstvičky s výmoľovo šikmým zvrstvením (b) sedimentárna výplň tidálneho kanála (siltovec až drobnozrnný pieskovec) so sklzovým telesom, (c) šošovkovité zvrstvenie (d – e) čerinové až flaserové zvrstvenie, (f) ílovec až siltovec so zuhoľnatými zvyškami rastlín, (g) ílovec až siltovec s neritickou faunou – schránky lastúrnikov.

Fig. 7. Sedimentary structures of well core No. 2 of the VSP-1 well: (a) siltstone layer with trough cross bedding, (b) sedimentary fill of tidal channel (siltstone to fine grained sand) with slump on the base, (c) lenticular lamination (d – e) ripple-wavy to flaser lamination, (f) claystone to siltstone with carbonized remnants of plants, (g) claystone to siltstone with neritic bivalve fauna.

zložky, ktorá sa mení smerom do nadľožia tak, že pribúda siltovej a piesčitej zložky (nahor hrubnúci trend), usudzujeme na postupné splytčenie prostredia a to z pásma plytkého neritika (*shallow neritic facies*) v spodnej časti jadra, s prechodom do nadľožnej, vrchnej časti jadra usadenej v litorálnej zóne v oblasti pobrežnej alebo deltovej roviny (*littoral, coastal or delta plain facies*).

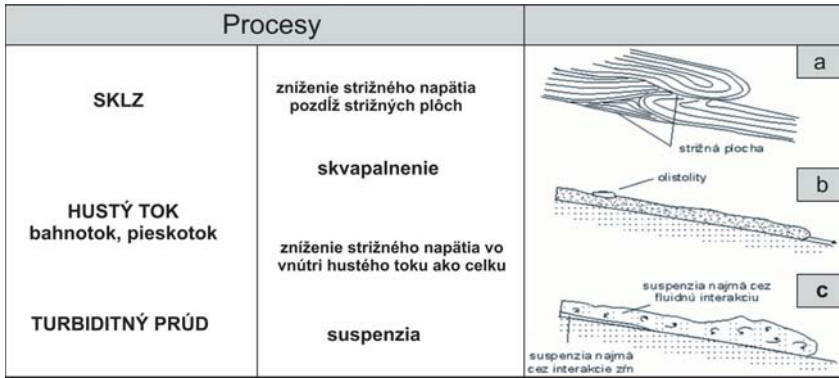
5. DISKUSIA

Sedimentárne textúry vo vrtných jadrách vrtu VSP-1 (Obr. 5, 7) sitovaného v strednomiocénnych usadeninách východoslovenskej panvy v zhode s karotážnym záznamom (Obr. 3) dokumentujú zmenu prostredia depozície z hlbokovodného prostredia panvy (distálnej časti deltového laloku) na plytkovodné prostredie (pobrežnej alebo deltovej plošiny).

Hlbokovodné neritické prostredie (*deep water setting*) vo všeobecnosti charakterizujú predovšetkým drobnozrnné

usadeniny s horizontálnou lamináciou a s charakteristickými črtami gravitačných tokov od zrnatokov až po turbidity (*grain flow to turbidity currents*). Typickými znakmi týchto usadenín, ktoré sme identifikovali aj v jadre č. 1. sú: výrazná vrstevnatosť, normálna gradácia, erozívna báza vrstiev. Bioturbácia bola zistená len v spodnej časti jadra, ktoré mohlo predstavovať najdistálnejšiu časť sedimentačného prostredia a obdobie s nízkym prínosom klastického materiálu. Vrstevný sled sedimentov je často porušený synsedimentárnymi a postsedimentárnymi deformáciami typu sklzov a rastových zlomov (*slumps, growth faults*) v zmysle Miall (2000).

Sklzové deformácie sa na rozdiel od tektonicky indukovaných textúr nachádzajú vo vnútri neporušených vrstiev usadenín a vznikajú aj na málo uklonených svahoch, so sklonom už od 1°, najmä vtedy, keď váha sedimentu prekročí strižné napätie usadenín (Obr. 8). Strižné napätie sa zväčšuje usadzovaním nového sedimentu na ešte nespevnený sediment, pričom pevnosť v šmyku sedimentu, sa znižuje zvyšujúcim sa pórovým tlakom,



Obr. 8. Hlbokovodné transportné mechanizmy (gravitačné procesy) a náčrt ich produktov (upravené podľa Einsele, 1992; Starek, 1999).

Fig. 8. Deep water transport mechanisms (gravity flow) and sketch of their products (modified after Einsele, 1992; Starek, 1999).

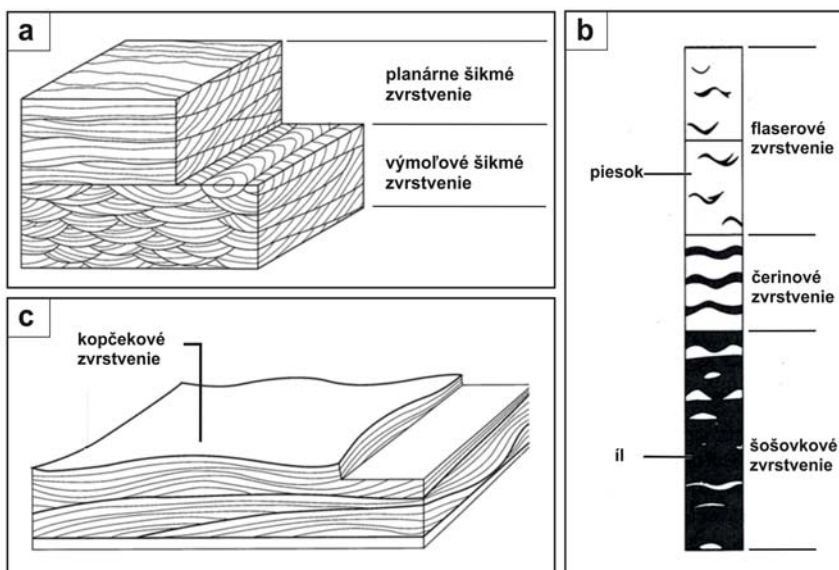
pripadne zvodnením sedimentu spôsobeným náhlym zaťažením sedimentu, ako aj búrkovým vlnením, tsunami alebo zemetrasením (Einsele, 1992).

Plytkovodné prostredie (*shallow water setting*) bolo identifikované na základe meniaceho sa granulometrického zloženia sedimentu a charakteristických sedimentárnych textúr ako sú: planárne šikmé a výmoloové šikmé zvrstvenie (*planar cross and trough cross bedding*), šošovkové, vlnové (čerínové) ako aj flaserové zvrstvenie (*flaser, wave and lenticular bedding*). Všetky vyššie uvedené textúry vznikajú v rovnakom prostredí s rozdielnou dynamikou vodného prostredia (plytkovodné prostredie tidálnych plošín), čím je ovplyvnené granulometrické triedenie, ako aj poloha a tvar textúr výsledných usadenín (v zmysle: Martin, 2000; Nichols, 1999; Collins & Thompson 1982, Reineck & Singh, 1973, 1980).

Jednotlivé epizódy zmien dynamiky prostredia, produkujú vrstvy ktorých menia svoju hrúbku od lamín (menej ako 1 cm) až po vrstvy (hrubé viac ako 1 cm). Zmeny sily prúdu spôsobujú usadzovanie sedimentu s rôznou zrnitosťou. Takto vznikajú vrstevnaté usadeniny reprezentované striedaním lamín ílu, siltu a piesku v rôznom pomere (Obr. 9). Keď je piesok transportovaný vlnením a rýchlosť prúdu klesá, piesky sú často prekryté tenkou vrstvou ílu. Remobilizácia čerín opätovným zosilnením

prúdenia eroduje ílovú vrstvu, okrem ílu v čerínových žľaboch, kde zostávajú zvyšky tejto ílovej vrstvy. Výsledná textúra sa nazýva flaserové zvrstvenie. Podobne ako flaserové zvrstvenie vzniká aj vlnové zvrstvenie za pôsobenia kolísavej sily prúdu. Takého prostredia je charakteristické striedaním období s prevahou silných prúdov s obdobiami relatívneho pokoja. Pre sediment je typické striedanie vrstiev hrubozrnnejšieho sedimentu vytvárajúceho viac či menej súvislé vrstvy až šošovky, oddelené od seba vrstvami ílu. Množstvo hrubozrnneho a jemnozrnneho sedimentu je približne rovnaké. Keď ílová zložka sedimentu dominuje a piesčitá zložka je dodávaná prerušovane, íl obklopuje spojené alebo izolované pieskové čeriny – výsledkom je šošovkovité zvrstvenie (Nichols, 1999).

Kopčekové zvrstvenie (*hummocky cross stratification*) je formované hlavne v búrkami ovplyvnenom prostredí, ako výsledok kombinácie búrkou generovaných prúdov súčasne s vysokou amplitúdou vln dosahujúcich hlboko pod vodnú hladinu. Kopčekové zvrstvenie môžeme charakterizovať ako oblúkové kopčeky piesku na morskom dne, väčšinou sú pár centimetrov vysoké a niekoľko desiatok centimetrov dlhé. Vnútrná stratifikácia týchto kopčekov je konvexná – vypuklá smerom nahor a skláňa sa vo všetkých smeroch (v zmysle Nichols, 1999; Hamblin & Walker, 1979; Dott & Bourgeois, 1982).



Obr. 9. Plytkovodné sedimentárne textúry (upravené podľa Nichols, 1999; Collins & Thompson, 1982; Reineck & Singh, 1973, 1980).

Fig. 9. Shallow water sedimentary structures (modified after Nichols, 1999; Collins & Thompson, 1982; Reineck & Singh, 1973, 1980).

6. ZÁVER

- ▶ Strednomiocénny sedimentárny záznam jadier z vrtu VSP-1, z oblasti Východoslovenskej panvy, podobne ako karotážny záznam vrtu (SP, RILD a GK) daného úseku vrtu priniesli zaujímavú dokumentáciu zmeny depozičného prostredia v čase a to z hlbokovodného prostredia svahu panvy alebo spodnej časti svahu delty vo vrchnom bádene do plytkovodného prostredia neritickej až litorálnej zóny v oblasti pobrežnej alebo deltovej roviny v spodnom sarmate (Obr. 3).
- ▶ Jadro č. 1 (Obr. 4, 5) na základe typických sedimentárnych textúr (laminácia sedimentu, normálna gradácia, erozívna báza vrstiev, atď.) sa usadilo v prostredí hlbšieho neritika, na svahu panvy alebo delty. Hlbokovodné prostredie charakterizujú predovšetkým jemnozrné usadeniny so znakmi gravitačných tokov – turbidity. Vrstevný sled jadra je na viacerých miestach porušený postsedimentárnymi a synsedimentárnymi deformáciami typu sklzov a rastových zlomov.
- ▶ Jadro č. 2 (Obr. 6, 7) na základe typických sedimentárnych textúr (planárne šikmé a výmolové šikmé zvrstvenie, kopčekové, šošovkové, vlnové ako aj flaserové zvrstvenie) sa usadilo v plytkovodnom prostredí neritika až litorálu v podmienkach pobrežnej alebo deltovej roviny.
- ▶ Porovnanie údajov o vývoji sedimentačného prostredia z vrtu VSP-1 s paleogeografickými modelmi vrchného bádenu a spodného sarmatu trebišovskej depresie Východoslovenskej panvy (Vass et al., 2000) je v dobrej zhode a oba výsledky rovnako definujú zmeny depozičných prostredí v čase a priestore.

Podakovanie: Táto práca bola vypracovaná za podpory Agentúry pre vedu a výskum projektu LPP 0120-06 a projektu ESF-EC-0006-07. Podakovanie patrí ďalej akciovej spoločnosti Nafta a. s., ktorá poskytla študijný materiál, bez ktorého by sa nemohol uskutočniť tento výskum, ako aj recenzentom (I. Baráth a L. Sliva), ktorých rady prispeli k zvýšeniu kvality rukopisu.

Literatúra

- Collins J.D. & Thompson D.B., 1982: Sedimentary Structures, Allen & Unwin, London, 194 s.
- Dott R.H., Jr & Bourgeois J., 1982: Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663 – 680.
- Einsle G., 1992: Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Second, Completely Revised and Enlarged Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 792 s.
- Gradstein F.M., Ogg J.G. & Smith A.G. (Eds.), 2004: A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, 610 s.
- Hamblin A.P. & Walker R.G., 1979: Storm-generated shallow marine deposits: the Fermie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Science*, 16, 1673 – 1690.
- Harzhauser M. & Piller W.E., 2007: Benchmark data of a changing sea. Palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 8 – 31.
- Janočko J., 1990: Sedimentačné prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. *Mineralia Slovaca*, 22, 539 – 546.
- Kováč M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. VEDA, Bratislava, 203 s.
- Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S. & Janočko J., 1995: The East Slovakian Basin – A complex back arc basin. *Tectonophysics*, 252, 453 – 466.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczyzko N., Slaczka A., Csontos L., Marunteanu M., Matenco L. & Márton M., 1998: Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. In: M. Rakús (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 189 – 217. ISBN 80-85314-94-0
- Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M. & Vozár J., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a prilahlých území 1:500 000. GÚDŠ a MŽP SR, Bratislava.
- Miall A.D., 2000: Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd, updated and enlarged Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 616 s.
- Martin A.J., 2000: Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. *Sedimentary Geology*, 136, 1 – 5.
- Nicols G., 1999: Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell publishing, Oxford, 355 s.
- Reading H.G., 1996: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy – Third Edition. Blackwell publishing, Oxford, 688 s.
- Reineck H.E. & Singh I.B., 1973: Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, 18, 123 – 128.
- Reineck H.E. & Singh I.B., 1980: Depositional Sedimentary Environments, 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, 549 s.
- Rögl F., 1998: Paleogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99A, 279 – 310.
- Rudinec R., 1989: New view on the paleogeographic development of the Transcarpathian depression during the Neogene. *Mineralia Slovaca*, 21, 27 – 42.
- Rudinec R. & Magyar J., 1980: Zakryté vulkanické štruktúry na východnom Slovensku vo svetle ropného prieskumu. *Geologický Průzkum*, 22, 193 – 195.
- Starek D., 1999: Mechanizmy turbiditovej sedimentácie a modely hlbokomorských náplavových kuželov. Manuskript, Písomná časť dizertačnej skúšky, Geologický ústav SAV, Bratislava 49 s.
- Vass D. & Čverčko J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. *Geologické Práce, Správy*, 82, 111 – 126.
- Vass D., Elečko M., Janočko J., Karoli S., Pereszlenyi M., Slávik J. & Kalinčiak M., 2000: Paleogeography of the East-Slovakian Basin. *Slovak Geological Magazine*, 6, 4, 377 – 407.

Summary: The Middle Miocene represents a significant period in geological and palaeogeographical evolution of the Western Carpathian area. During the Serravallian (Upper Badenian to Sarmatian regional stage, sensu Harzhauser & Piller, 2007) the whole Pannonian Basin System e.g. the area within the Carpathian, Dinaride and Alpine mountain chains was flooded by an epicontinental Central Paratethys Sea. The origin of the Vienna, Danube and East Slovakian basins on the southern margin of the gradually uplifted Western Carpathian orogene was characterized by relatively identical geodynamic evolution at that time: (a) Badenian rifting and (b) following gradual infill of depocentres by sediments during the Sarmatian (Kováč et al., 1995, 1998; Kováč, 2000; Vass et al., 2000).

The well VSP-1 drilled in the East Slovakian Basin (Fig. 1) represents an excellent example of changes in depositional environment and transport mechanism in time and space. Studied material – well cores were

from two different depth intervals, belonging to two time horizons: Late Badenian (core No. 1) and Early Sarmatian (core No. 2). The VSP-1 well log curves (SP, RILD and GK) positively reflect changes in grain size of sediment and this way indicate also the changes of dynamics of depositional palaeoenvironment from Late Badenian deep water to Early Sarmatian shallow water setting (Fig. 3).

Sediments of well cores belonging to deep water setting (core No. 1) are represented mainly by laminated fine-grained claystone and siltstone deposited from gravity flows with grain flow to turbidity current features (Fig. 8). The typical features are: lamination, normally graded beds, erosive base, fining upward trend, absence of bioturbation, etc. The stratification of layers is usually disturbed by the synsedimentary deformations as slumps and growth faults.

Based on the facial evolution of sedimentary record and characteristic sedimentary structures (Fig. 4, 5), we can suppose that the sediment was deposited in the lower part of delta slope environment.

Shallow water setting of sediments of the core No. 2 was identified in the sedimentary record on the basis of characteristic sedimentary structures as: planar cross and trough cross bedding, ripple marks, hummocky cross stratification, flaser, wave and lenticular bedding (Fig. 9), that all are produced by various mechanisms: tidal currents, wave action, alongshore currents, storms and wind blowing.

In generally, we can conclude, that the structures identified in the borehole indicate deposition of sediments in the shallow water coastal environment (Fig. 6, 7). Based on the growing amount of silt and fine-grained sand in the upper part of the studied borehole core (coarsening upward trend) we suppose gradual shallowing of environment, from the zone of shallow neritic facies in the lower part of the well core into the zone of littoral, coastal or delta plain facies in the upper part of the borehole core.

Comparison of the obtained data from the well VSP-1 on the changes of sedimentary environment (Fig. 2) with the knowledge summarized in the paleogeographical model of the Late Badenian and Early Sarmatian evolution of the Trebišov depression (Vass et al., 2000) confirms an agreement between these results, achieved by different geological methods and scales of study.