

# Deformačné štruktúry nespevneného sedimentu vo vrchnomiocénnej deltovej sekvencii Panónskeho jazera (Viedenská panva)

Dušan Starek<sup>1</sup> & Radovan Pipík<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovakia; dusan.starek@savba.sk

<sup>2</sup>Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Ďumbierska 1, 974 01 Banská Bystrica, Slovakia; pipik@savbb.sk

## AGEOS Soft-sediment deformation structures in the Upper Miocene deltaic sequence of the Lake Pannon (Vienna Basin)

**Abstract:** The Upper Miocene fine-grained, lacustrine-deltaic deposits have been investigated in the Vienna Basin. An occurrence of the soft-sediment deformation structures is a noticeable sign of these deltaic multilayer heterolithic deposits of sand, silt, and clay. Distribution and frequency of the deformation structures are variable in vertical succession and depend on lithology, depositional processes, as well as on occurrence of the ichnofossils. With a respect to processes that generate a formation of such deformations, two categories of the soft-sediment deformation structures were distinguished. The first category comprises various structures (small upwarping cusps or siphons, pipes, concave-upward dish-and-pillar structures, conduits, and sedimentary intrusions), of which origin can be explicitly attributed to inorganic processes as a result of liquefaction–fluidization. We suppose that besides the process of spontaneous dewatering of sediments deposited at quick rates, overloading or seismic activities are main triggering mechanisms of deformation. The second category includes conical downwarped V-shaped structures that origin was conditioned by animal activity, and they are attributed to ichnotaxa. This soft-sediment deformation structures can be attributed to the collapse of sediment into cavities created by animals.

**Key words:** Vienna Basin, Lake Pannon, soft-sediment deformations, collapse structures, water-escape structures, bioturbation

### 1. ÚVOD

Deformačné štruktúry vznikajúce v nespevnenom sedimente sa v geologickom zázname vyskytujú pomerne bežne a môžu odrážať obdobia tektonickej aktivity, rýchlej depozície či napríklad napätie indukované cyklickou búrkovou činnosťou alebo kvapalnými prúdmi. Termínom „deformácia nespevneného sedimentu“ sa vo všeobecnosti opisuje porušenie/postihnutie základnej stavby a uloženia vrstiev nespevneného sedimentu, ktoré vykazuje visko-plastický charakter deformácie. Vzhľadom na morfológiu týchto deformačných štruktúr a ich genetický charakter bolo vypracovaných viacero nomenklatúr a klasifikácií (napr. Lowe, 1975; Brenchley & Newall, 1977; Allen, 1982; Mills, 1983; Owen, 1987, 2003; Alfaro et al., 1997; Rossetti & Goes, 2000; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Ricci-Lucci & Amorosi, 2003; Neuwerth et al., 2006). Deformácie nespevneného sedimentu môžu vo všeobecnosti vznikáť vtedy, keď má sediment nízku alebo nulovú odolnosť voči šmykovému napätiu. Takéto podmienky môžu viesť k dočasnému skvapalneniu – stekuteniu, nesúdržného sedimentu, zvyčajne krátko po depozícii (Lowe, 1975; Allen, 1982; Owen, 1987), často v dôsledku pôsobenia vonkajšieho napätia (spúšťacieho mechanizmu). Voda a skvapalnené častice stúpajú smerom nahor, pričom pretínajú a deformujú nadložný sediment s nižšou priepustnosťou (Owen, 1987).

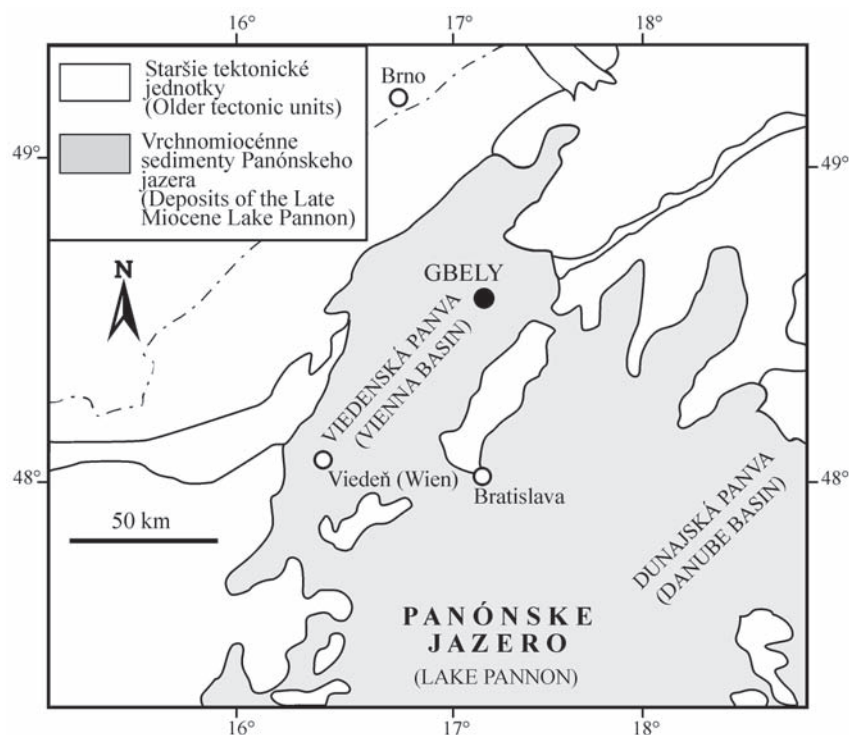
Iným typom sú deformácie nespevneného sedimentu, ktorých vznik je podmienený organizmami (alebo organickou hmotou). Tieto deformácie môžu súvisieť s rôznymi procesmi

zahŕňajúcimi deformovanie lamín živočíchmi preliezajúcimi sediment pri hľadaní potravy, unikaní či budovaní obydlí (Buck & Goldring, 2003). K deformáciám sedimentu môže dochádzať aj v dôsledku kolapsu sedimentu do dutín vytvorených organizmami (otvorené šachty či chodby alebo dutiny po rozložení ich tela) (napr. Frey et al., 1978; Frey & Seilacher, 1980; Gravesen et al., 1982; Johnson & Levell, 1995; Buck & Goldring, 2003).

V publikácii Starek et al. (2010), na ktorú tento príspevok nadväzuje, sú prezentované výsledky štúdia sedimentárnych fácií, faunistických spoločenstiev, fosílnych stôp, geochemického štúdia ťažkých kovov a organického uhlíka v sedimentoch, ako aj základného opisu a klasifikácie sedimentárnych deformácií prítomných na lokalite Gbely. Nelitifikované sedimenty umožnili detailný opis a trojrozmerné štúdium prítomných deformačných sedimentárnych štruktúr, ktorých vzájomné vzťahy, interpretáciu vzniku, ako aj diskusiu o faktoroch vplyvujúcich na ich výskyt a distribúciu vo vrchnomiocénnej sedimentárnej jazerno-deltovej sekvencii vo Viedenskej panve podáva tento príspevok.

### 2. GEOLOGICKÉ PODMIENKY – LITOLOGICKÁ A SEDIMENTOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Študovaný sedimentárny záznam vystupuje na povrchovom odkryve v tehelni nachádzajúcej sa na južnom okraji obce Gbely (Obr. 1; 48°42'26,33"N; 17°07'12,74"E). Sedimenty na



Obr. 1. Geografická pozícia študovanej lokality Gbely vo Viedenskej panve (Slovensko).  
Fig. 1. Geographical position of the studied section Gbely in the Vienna Basin (Slovakia).

predmetnej lokalite sú súčasťou jazerno-deltového depozičného systému Viedenskej panvy a litostratigraficky prináležia do záhorských vrstiev bzeneckého súvrstvia (Vass, 2002). Na základe výskytu autochtónnej fauny lastúrníkov *Congerina subglobosa* je študovaný sedimentárny profil zaradený do panónu, zóny E (v zmysle Papp, 1951). Táto zóna je potvrdená aj faunou ostrakód (Starek et al., 2010).

Predmetný sedimentárny záznam na lokalite Gbely je tvorený výlučne drobnozrnnými sedimentami, predovšetkým ílmi, prachovitými ílmi, prachmi a v menšej miere drobnozrnnými pieskami (Obr. 2). Starek et al. (2010) interpretujú tieto sedimenty ako brakické jazerno-deltové sekvencie deponované pod bázou denného vlnenia, s pomalou ílovito-prachovou sedimentáciou v spodnej časti profilu reprezentujúcou hlbšie prostredie chráneného zálivu, ktoré smerom do nadložja prechádza do rytmickej depozície prodelty až prostredia distálnych barov čela delty s prevahou rýchlej sedimentácie prachu a drobnozrnného piesku.

### 3. VÝSLEDKY

Výskyt deformačných štruktúr na sedimentárnom profile v tehelni Gbely je úzko viazaný na depozíciu v prostredí prodelty až distálnej časti čela delty, kde najčastejšie postihujú heterolitickú sedimentáciu rytmicky sa striedajúcich vrstiev piesku, prachu a ílu (Obr. 2). Väčšina sedimentárnych štruktúr, vrátane deformácií sedimentu je na predmetnom profile zvýraznená a dobre rozlíšiteľná v dôsledku okrovej až limonitickej pigmentácie. Toto sekundárne zafarbenie je výsledkom postdepozičného toku fluíd v pochovanom sedimente. Je obtiažne kvantifikovať, aké z množstva pozorovateľných pigmentov prináleží do kategórie textúrne a štruktúrne „nezávislých“ pigmentovaných zón. Niektoré okrové pigmenty nepreukazujú žiadnu afinitu

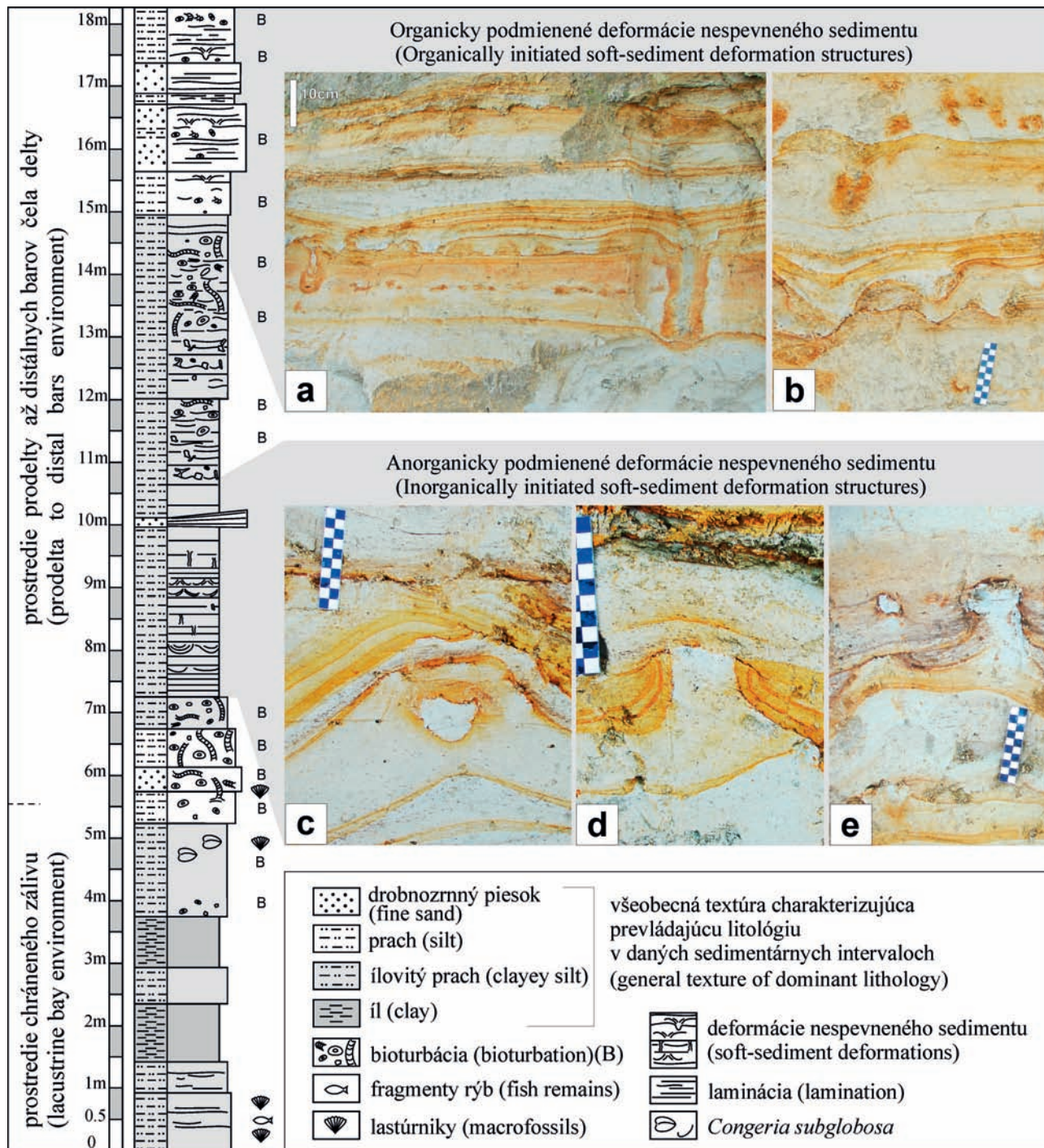
k primárnym textúram a štruktúram sedimentu. U iných je evidentný vzťah medzi koncentráciou pigmentu a primárnymi litologickými a zrnitostnými rozhraniami sedimentu, pričom sa zvyrazňuje priebeh sedimentárnych štruktúr. Uvažujeme, že tieto rozhrania sú prirodzenými bariérami, na ktorých dochádza k prednostnej precipitácii pigmentu z migrujúcich fluíd.

Vzhľadom na procesy, ktoré predchádzali vzniku deformačných štruktúr, bolo možné na profile Gbely rozlíšiť dva typy deformácií nespevneného sedimentu, ktorých klasifikáciu preberáme z publikácie Starek et al. (2010). Prvý typ deformácií zahŕňa štruktúry, ktorých vznik je výlučne podmienený anorganickými procesmi ako výsledok odvodnenia či skvapalnenia a stekutia sedimentu. Druhý typ deformácií zahŕňa štruktúry, ktorých vznik bol podmienený činnosťou organizmov a viaže sa na prítomnosť ichnotaxónov.

Anorganicky podmienené deformácie nespevneného sedimentu sa navzájom líšia veľkosťou, tvarom, ako aj štýlom deformácie. Na študovanej lokalite bola identifikovaná pestrá škála deformácií tohto typu reprezentovaná vertikálnymi hrebenkami, miskovitými štruktúrami, sedimentárnymi intrúziami, či rôzne veľkými kanálmi po úniku fluíd, plasticky deformujúcich okolitý sediment (Starek et al., 2010).

Medzi deformačné štruktúry malej miery zaraďujeme výrazné vertikálne hrebenky alebo hroty, ktoré vznikajú ohybom sedimentárnych lamín pozdĺž vertikálnych kanálikov vytváraných únikom vody zo sedimentu (Obr. 3a). Dĺžka jednotlivých kanálikov zväčša nepresahuje 3-5 cm, pričom ich šírka je len niekoľko mm. Šírka samotnej deformačnej zóny (hrebenka) je 5-7 cm. Vrchné ohraničenie (hroty) takýchto kanálikov bývajú niekedy ukončené akoby „zátkou“ sférického tvaru s priemerom okolo 1-1,5 cm (Obr. 3a) (porovnaj tiež Starek et al., 2010, fig. 4a, str. 374). Tento útvar považujeme za postdepozičný znak súvisiaci, podobne ako okrová pigmentácia, s precipitáciou z mig-

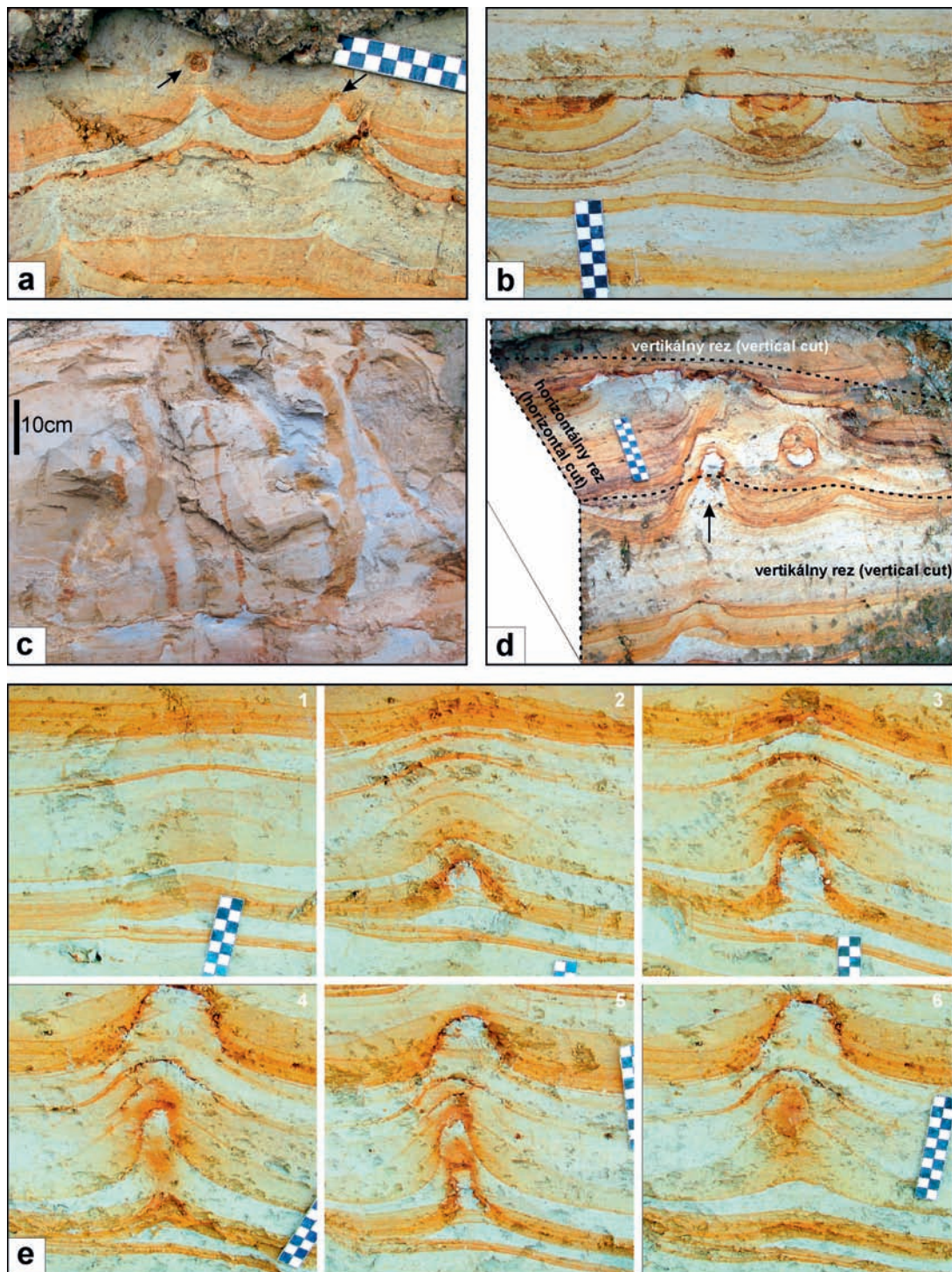




Obr. 2. Sedimentárny profil (Starek et al., 2010 – upravený) na lokalite Gbely s vyznačenými intervalmi výskytu deformácií nespoveného sedimentu vo vývoji prodelta až distálnej časti čela delty. a, b – izolované bioturbované horizonty prítomné v asociácii s kónickými sedimentárnymi štruktúrami (Starek et al., 2010); c, d, e – deformácia spojená s kanálmi po úniku fluíd. Obrázky - a, b, c, e – sú detailné výrezy fotografií prevzatých z práce Starek et al. (2010). Čierne pole na mierke zodpovedá veľkosti 1 cm.

Fig. 2. Sedimentary section (adopted from Starek et al., 2010 – modified) at the Gbely outcrop with intervals of soft-sediment deformation structures in prodelta to distal delta front environment. a, b – isolated bioturbated horizons coupled with conical sedimentary structures (Starek et al., 2010); c, d, e – deformation coupled with fluid-escaping conduits. Figures – a, b, c, e – are detail sections of pictures adopted from Starek et al. (2010). A black field on the scale corresponds to 1 cm.





Obr. 3. Anorganicky podmienené deformácie nespveného sedimentu. a – malé vertikálne hrebienky (kanáliky po úniku vody) ukončené pigmentovanými guľovitými útvarmi (označené čiernymi šípkami); b – miskovitité deformačné štruktúry; c – subvertikálne až vertikálne kanály po úniku flúid pretnajúce hrubú piesčitú vrstvu. Niektoré kanály sa vetvia v tvare Y; d – kanál po úniku flúid, deformujúci okolitý sediment (šípka označuje smer úniku flúid; čiarkovaná línia označuje líniu rezu); e – vývoj deformácie kanálom po úniku flúid, študovanej vo viacerých vertikálnych rezoch sedimentárnu štruktúrou vo vzdialenosti 1,5–2 cm. Na jednotlivých obrázkoch je kanál narezaný pozdĺžne (e2-5) ale aj priečne (e6) v dôsledku jeho nepravidelného (zakriveného) priebehu. Čierne pole na merke zodpovedá 1 cm.

Fig. 3. Inorganically initiated soft-sediment deformation structures. a – small upwarping cusps closed with stained globules (marked with black arrows); b – concave-upward dish-and-pillar structures; c – subvertical to vertical fluid-upwelling conduits intersect thick sandy bed. Some conduits show Y branching; d – fluid-upwelling conduits deforming their surroundings (arrow marks fluid-escape direction; dashed line follows line of cut); e – progress of fluid-escape conduit deformations observed in multiple vertical section with distance 1.5–2 cm. As a result of irregular (curved) development of the conduit its longitudinal (e2-5) and cross sections (e6) are depicted on the individual section. A black field on the scale corresponds to 1 cm.

rujúcich roztokov. Pri vyústení kanálikov dochádzalo k rozptýleniu pretlaku fluid, čo sa prejavilo zmenou (? premiešaním) nadložného sedimentu v ich bezprostrednom okolí. Takáto radiálne „postihnutá“ zóna zrejme predstavovala dostatočne kontrastné rozhranie fungujúce ako bariéra pre neskoršiu precipitáciu z migrujúcich roztokov, čo mohlo zapríčiniť jej odlišnú pigmentáciu a cementáciu.

Deformačné štruktúry strednej až veľkej miery majú (vzhľadom na erozívno-depozičný charakter nasledujúceho sedimentárneho eventu) rôzny charakter od mierneho zvlnenia lamín cez výrazné miskovité štruktúry (Obr. 3b) (porovnaj tiež Starek et al., 2010, fig. 4c, str. 374) až po plastické intrúzie sedimentu lakolitového tvaru (Obr. 2e), či izolované kanály (Obr. 2c,d; 3d,e) po úniku fluid, plasticky deformujúce okolitý sediment. Tieto štruktúry sú väčšinou situované v laterálne rozsiahlych deformačných zónach, ktorých hrúbka sa pohybuje v rozpätí 10 až 30 cm. Miskovité štruktúry sú výsledkom ohybu lamín sedimentu smerom nahor medzi vertikálnymi kanálmi nachádzajúcimi sa blízko seba, a teda aj ich veľkosť je závislá od vzdialenosti prilahlých kanálov. Báza kanálov po úniku fluid zo sedimentu je viazaná na vodou nasýtené vrstvy prachov a pieskov, ktoré sú zdrojom týchto fluid, a sú zosponu aj zvrchu ohraničené menej priepustnými horizontami sedimentu (ílly, prachy a piesky so značným obsahom ílu). Kanály zvyčajne prerážajú/pretínajú vrstvy s menšou priepustnosťou a ich vertikálny dosah varíruje v závislosti od hĺbky pochovania horizontu postihnutého skvapalnením, ale aj od litologického zloženia nadložných vrstiev.

Väčšina kanálov má pomerne jednoduchý tvar, avšak ich vertikálny priebeh môže byť premenlivý a nepravidelný. Rezy sedimentom preto poskytujú pohľad na rôzne zložité deformačné zóny, ktoré sú výsledkom kombinácie kanálov a plastickej alebo krehkej deformácie (prehýbané alebo prerušené laminy) okolitého sedimentu (Obr. 3e).

Najväčší pozorovaný vertikálny rozsah kanálov po úniku fluid dosahuje 60 až 80 cm (Obr. 3c). Tieto kanály s nepravidelným kruhovým prierezom o priemere 1 až cca 5 cm majú zväčša jednoduchý mierne zakrivený subvertikálny až vertikálny priebeh. Zriedkavejšie bolo zaznamenané aj jednoduché vetvenie niektorých kanálov v tvare Y. Výskyt takýchto dlhých únikových kanálov je viazaný na prítomnosť pomerne hrubej vrstvy ílovitého drobnozrnného piesku, ktorú pretínajú (Obr. 3c). Vzhľadom na viac menej homogénny charakter tejto polohy nie je možné rozlíšiť žiadnu deformáciu bezprostredného okolia kanálov. Deformácia sedimentu je pozorovateľná len v podložnom laminovanom horizonte, kde sa nachádza báza kanálov.

Organicky podmienené deformácie nespevného sedimentu na študovanej sedimentárnej sekvencii v Gbeloch reprezentujú kónické sedimentárne štruktúry v tvare V, vznikajúce ako následok kolapsu (zrútenia) sedimentu do dutín vytvorených živočíchmi (Starek et al., 2010; Obr. 4a-d). Predmetné deformácie majú rôznu veľkosť, môžu byť široké od niekoľko centimetrov až po viac ako 20 cm. Výška kónusov zvyčajne nepresahuje 10-15 cm (stručný opis týchto štruktúr je uvedený tiež v práci Starek et al., 2010). Väčšina kolapsových štruktúr je tvorená vertikálne orientovanou deformačnou zónou lievikovitého tvaru, ktorá sa rovnomerne rozširuje nad ústím do dutiny (Obr.

4e). Laminy sedimentu v dosahu zóny deformácie sa skláňajú smerom dole v sériách obrátených, prevažne symetrických kónusov. K maximálnej deformácii dochádza pozdĺž vertikálnej osi prechádzajúcej stredom deformačnej zóny (stredom kónusu) ústiacej do dutiny, kde je sediment úplne zhomogenizovaný (Obr. 4a, b). Intenzita deformácie klesá so zväčšujúcou sa vertikálnou a horizontálnou vzdialenosťou od ústia dutiny. Ak vertikálny dosah deformačnej zóny siaha až k bývalému povrchu sedimentu, prejaví sa to miernou depresiou na tomto povrchu, ktorá je prekrytá následne deponovaným sedimentom.

Komplex bioturbácií a kolapsových sedimentárnych štruktúr vytvára pomerne zložitý systém, v rámci ktorého je možné pozorovať, v závislosti od situovania dvojrozmerného rezu, rôzne usporiadanie a vzájomné vzťahy týchto štruktúr.

Vzhľadom na časovú postupnosť formovania kolapsových štruktúr boli rozlíšené dva typy kónických deformácií (Starek et al., 2010). Prvý typ reprezentujú jednoduché „primárne“ kónusy vzniknuté kolapsom sedimentu priamo do dutín vytvorených organizmami (Obr. 4a-e). Druhý typ – „sekundárne“ kónusy (Obr. 4f, h) predstavujú štruktúry, ktorých vznik je priamo podmienený prítomnosťou primárnych kolapsových štruktúr, s ktorými sú priamo prepojené. Sekundárne kolapsové štruktúry vznikajú ako výsledok kolapsu sedimentu do priestoru uvoľneného pri formovaní primárnych kolapsových štruktúr (Obr. 4g). Každá sekundárna kónická deformácia môže byť napojená na niekoľko primárnych kónusov, ktoré sú napájané jej kolabujúcim sedimentom. Sekundárne kolapsové štruktúry sú zvyčajne väčšie ako primárne a ich veľkosť je závislá od počtu napájaných primárnych kónusov a objemu sedimentu odchádzajúceho z týchto primárnych kolapsových štruktúr do dutín.

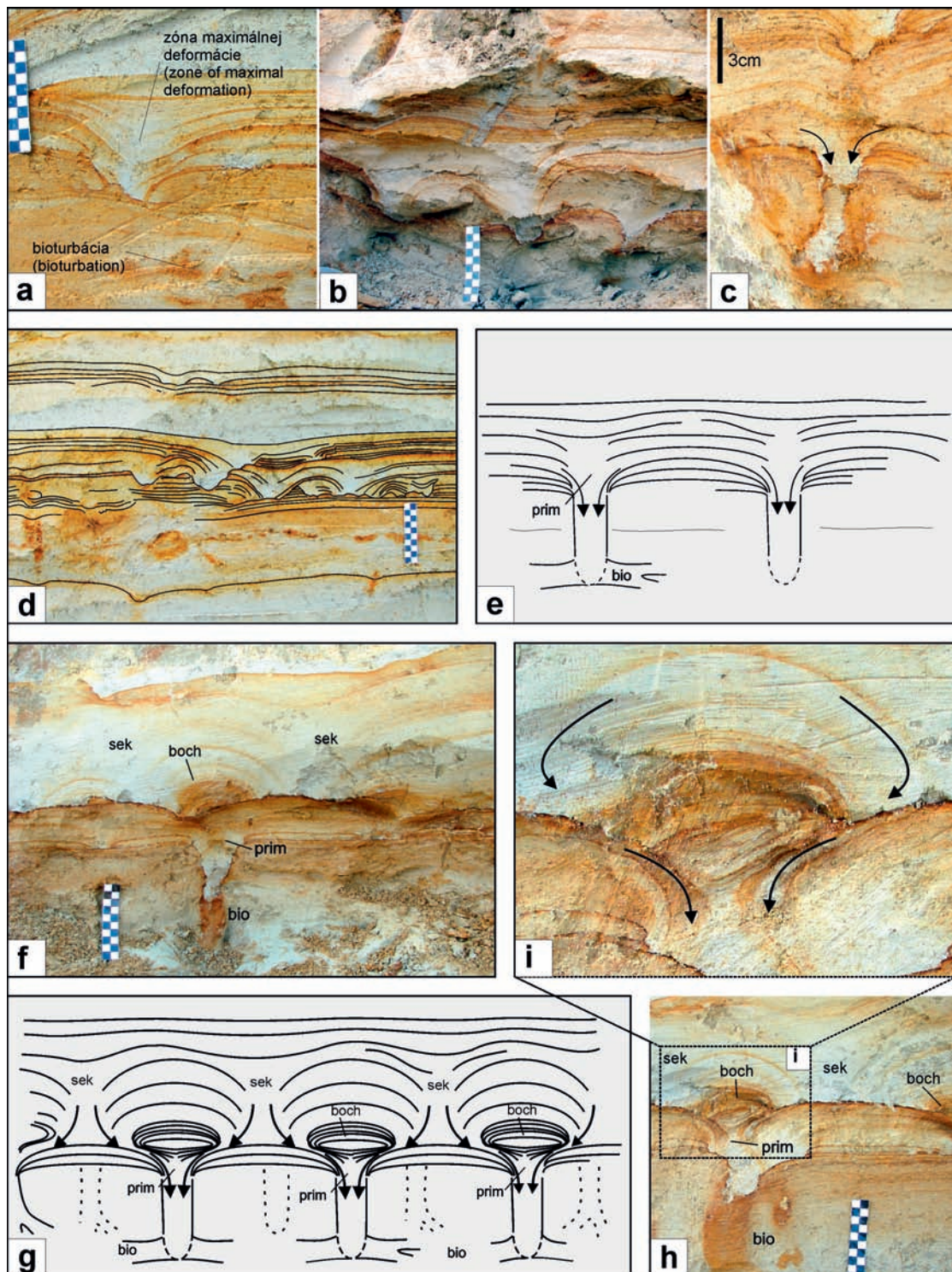
V komplexe primárnych a sekundárnych kolapsových štruktúr sú na niektorých miestach pozorované ohraničené deformačné štruktúry „bochníkovitého“ tvaru (Obr. 4f-i), ktoré predstavujú relikty pôvodného laminovaného sedimentu, zachovaného medzi prilahlými sekundárnymi kónusmi. Štruktúra „bochníkovitého“ tvaru sa vždy nachádza v priamom nadloží vytvorenej primárnej kolapsovej štruktúry a zvyčajne je symetricky rozložená po oboch stranách vertikálnej osi prechádzajúcej stredom primárneho kónusu a príslušnej dutiny.

#### 4. DISKUSIA

##### Formovanie deformačných štruktúr

Vznik *anorganicky podmienených deformačných štruktúr* v študovanom sedimentárnom zázname súvisí s odvodnením sedimentu, ako aj so skvapalnením a stekutením vodou nasýtených, nespevných sedimentárnych vrstiev s malou rezistenciou voči šmykovému napätiu a zvyčajne obsahujúcich voľne uložený piesok a prach. Po prekročení kritickej hodnoty strižného napätia stavba zrn v nespevnom sedimente kolabuje a vykazuje silnú tendenciu k zmenšovaniu objemu. Voda obsiahnutá v medzizrnných priestoroch však bráni redukcii objemu, čo sa prejaví nárastom pórového tlaku v sedimente (De Groot & Stoutjesdijk, 1997) a jeho následným stekutením (Ishihara, 1985; Holzer et al., 1989).

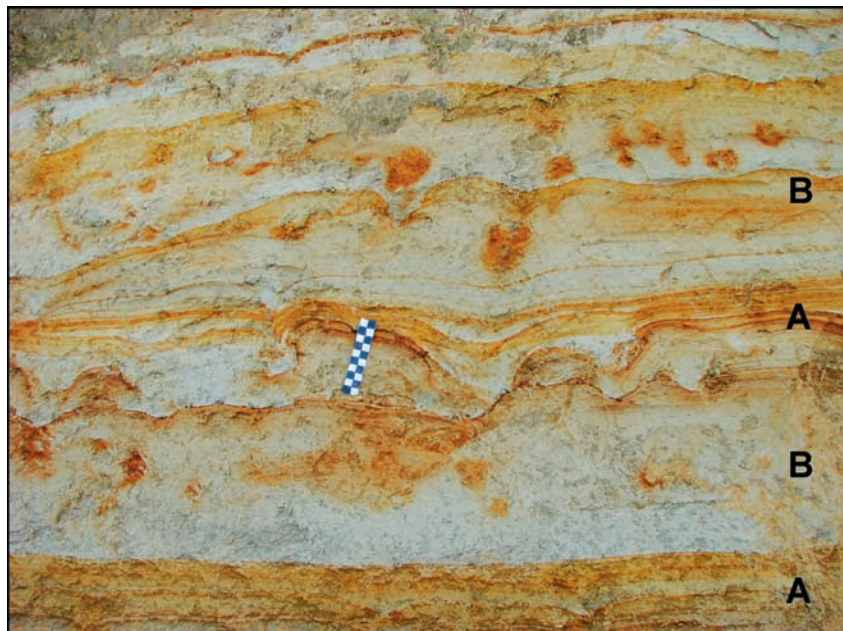




Obr. 4. Organicky podmienené deformácie nespevneného sedimentu. a–c – kónické kolapsové sedimentárne štruktúry v tvare V; d – horizont kolapsových štruktúr vznikajúcich ako následok kolapsu sedimentu do dutín vytvorených živočíchmi (bioturbovaný interval v podloží); e – schematický model formovania kolapsových štruktúr; f–h – komplex bioturbácií (bio) a kolapsových sedimentárnych štruktúr tvorený systémom primárnych (prim), sekundárnych (sek) kónusov a „bochníkovitých“ (boch) štruktúr (g – schematický model vzniku kolapsového systému, prevzaté z Starek et al., 2010 - upravené); i – detail štruktúry „bochníkovitého“ tvaru. Čierne pole na mierke zodpovedá veľkosti 1 cm.

Fig. 4. Organically initiated soft-sediment deformation structures. a–c – conical downwarped V-shaped sedimentary structures; d – horizon with conical collapse structures formed as a result of the collapse of sediment into cavities created by animals (interval of bioturbation situated below this horizon); e – schematic model of collapse structures formation; f–h – complex of bioturbations (bio) and collapse sedimentary structures formed by system of primary (prim) and secondary (sek) cones and „loaf-like“ (boch) structures (g – schematic model of the collapse system formation, adopted from Starek et al., 2010 – modified); i – detail view of the „loaf-like“ structure. A black field on the scale corresponds to 1 cm.





Obr. 5. Vertikálne zmeny v kolonizovaní dna: A – bioturbovaný interval s úkrytovými štruktúrami (kolonizovanie dna), B – nebioturbované, laminované intervaly s možnou prítomnosťou kónických kolapsových štruktúr odrážajú obdobie rýchlej depozície (cf. Starek et al., 2010, str. 375, obr. 5a). Čierne pole na mierke zodpovedá 1 cm.

Fig. 5. Vertical changes in bottom colonization: A – bioturbated intervals related to the burrow cavity (bottom colonization), B – non-bioturbated, laminated intervals with possible conical collapse structures reflecting a period of rapid deposition (colonization window). (cf. Starek et al., 2010, p. 375, fig. 5a). A black field on the scale corresponds to 1 cm.

Sedimentom unikajúce fluidá v pretlakovom systéme výrazne deformujú svoje bezprostredné okolie, čo sa prejavuje najmä ohybom laminácie sedimentu smerom nahor na kontakte so stenami únikových kanálov. Stupeň deformovania okolitého sedimentu s narastajúcou vzdialenosťou od kanála pomerne rýchlo klesá.

Spodná – prírodná časť kanálov má kónický, nahor sa zužujúci tvar (Obr. 3d, e). Vrchné ukončenie kanálov sa môže nachádzať buď v niektorej z nadložných piesčitých alebo prachových vrstiev, ktoré sú dostatočne hrubé na to, aby dokázali absorbovať pretlak unikajúceho fluida, alebo môže ústiť priamo na bývalý povrch sedimentu (niekdajšieho dna bazénu), kde bol pretlak rozptýlený vo vodnom stĺpci. Pretlak fluidá rozptýlený v nadložnej nespevnenej vrstve zvyčajne spôsobí výraznú deformáciu jej vnútornej stavby, prípadne až úplnú homogenizáciu. V prípade efúzie stekutého sedimentu na povrch môžu vznikať na dne malé kuželovité útvary, podobné pieskovým sopkám (Owen, 1987) a krátery (napr. Obermeier et al., 1990). Tieto útvary sú však v sedimentárnom zázname v Gbeloch ťažko rozpoznateľné (zrejme v dôsledku deštrukcie či deformácie následným depozičným eventom alebo následkom postdepozičnej kompaktácie) a takéto vrchné ohraničenia kanálov majú skôr charakter lokálne zvlhneného reliéfu či plochých elevácií. Sediment, ktorý ich bezprostredne prekrýva, už nevykazuje žiadne známky deformácie, poprípade len v najspodnejšej časti kopíruje priebeh povrchu elevácií.

Prítomné intrúzie nespevneneho sedimentu mohli vzniknúť injektovaním stekutého piesku do nadložných vrstiev, kde vytvárajú kontrastné priestorové štruktúry zložené zo systému vertikálnych kanálov a horizontálnych útvarov lakolitového tvaru.

Formovanie *organicky podmienených deformácií* nespevneneho sedimentu je spojené s poklesávaním lamín smerom do kolapsovej štruktúry, ako výsledok pôsobenia kombinácie plastickej deformácie sedimentu a strižných porúch. Laboratórne experimenty Bucka & Goldringa (2003) naznačujú, že plastickej deformácie sedimentu zahŕňa ohýbanie a rozťahovanie, zatiaľ

čo strihové poruchy vytvárajú stupňovité posuny ohraničujúce do seba vložené série oblúkových strižných plôch, symetricky sa rozširujúcich z dutiny smerom nahor. Štúdium týchto kolapsových štruktúr v prírodných podmienkach na lokalite Gbely poukazuje na absenciu alebo len zriedkavú prítomnosť dobre vyvinutých strihových plôch. To naznačuje, že nespevný, vodou nasýtený voľne uložený sediment vystavený šmykovému napätiu bol okamžite preformovaný do štádia úplného stekutia v zóne maximálnej deformácie (zhomogenizovaná centrálna časť kónusu) a okrajové zóny štruktúry boli deformované plasticke. Veľkosť kolapsovej štruktúry určuje objem materiálu, ktorý vstúpil do dutiny. Formovanie sekundárnych kónusov je viazané na horizonty s väčšou koncentráciou úkrytových štruktúr organizmov pochovaných hrubším sedimentárnym intervalom prachovo-piesčitej frakcie. Tento interval poskytol dostatočný vertikálny priestor a materiál pre vznik sekundárnych kolapsových štruktúr kompenzujúcich stratu veľkého objemu sedimentu kolabujúceho prostredníctvom primárnych kónusov do početných dutín v podloží.

Vnútorňa štruktúra „bochníkovitých“ útvarov (plastickej deformácia primárnych lamín do tvaru bochníka; Obr. 4g) a ich pozícia úzko súvisia s formovaním primárnych a následných sekundárnych kónických kolapsových deformačných štruktúr. Ukazuje sa, že kolabujúci skvapalnený sediment má tendenciu prednostne stekať do dutiny z okrajových častí vznikajúceho primárneho kónusu, kde v dôsledku uvoľneného priestoru vzniká nerovnovážny stav. Táto nerovnováha je okamžite kompenzovaná kolapsom nadložného sedimentu, výsledkom čoho je vznik sekundárnych kónických štruktúr. Centrálna časť sekundárnych kónusov, ktoré predstavujú zónu maximálnej deformácie, sú situované skôr nad okrajmi primárnych kónusov, preto v nadloží ich stredovej zóny zostáva relikv pôvodného sedimentu, deformovaný po okrajoch do tvaru bochníka. Ohraničenie týchto reliktových štruktúr je tvorené protistojnými stranami prilahlých sekundárnych kónusov (Obr. 4g).

## Faktory vplývajúce na výskyt a distribúciu deformačných štruktúr

Deformačné štruktúry nespevneného sedimentu sa na profile v Gbeloch objavujú s nástupom rytmickej depozície, kde sa striedajú rôzne hrubé vrstvy piesku a prachu s premenlivým zastúpením ílovitej zložky. Deformácie iniciované odvodnením či skvapalnením sedimentu sú dobre zachované v spodnej časti vývoja, ktorá nie je postihnutá bioturbáciou (Obr. 2) (Starek et al., 2010).

Deformácie lamín malej mierky vytvárané kanálikmi po úniku vody sú nerovnomerne distribuované v celom rytmickom prodeľtovom vývoji s rýchlou akumuláciou sedimentu a sú zrejme výsledkom prirodzeného odvodnenia sedimentu v procese rýchlej depozície.

Odlíšny hustotný gradient sedimentu či malá rezistencia sedimentu voči sklzávaniu (strižnému napätiu) môžu viesť k vzniku procesu označovanému ako skvapalnenie sedimentu (Allen, 1977, 1982). Následný vznik deformácie v skvapalnenom sedimente môže byť odpoveďou už na pomerne slabé napätie, ktoré sa za normálnych podmienok v sedimente neprejaví. Spúšťacím činiteľom môže byť napätie produkované rôznymi externými mechanizmami, prípadne ich kombináciou. Spomedzi nich je najlepšie preskúmaný a najčastejšie uvádzaný mechanizmus nadložného zaťaženia sedimentom (napr. Anketell et al., 1970; Lowe & LoPiccolo, 1974), seizmicita (napr. Martel & Gibling, 1993; Mohindra & Bagati, 1996; Rossetti, 1999; Vanneste et al., 1999; Jones & Omoto, 2000; Rodríguez-Pascua et al., 2000), či dopad búrkovej činnosti (napr. Dalrymple, 1979; Molina et al., 1998; Alfaro et al., 2002).

Vznik miskovitých deformačných štruktúr sa spája s kompaktiou a odvodnením nespevneného sedimentu (Lowe & LoPiccolo, 1974). Tieto štruktúry vystupujú v kombinácii s vertikálnymi kanálmi, ktoré sú výsledkom explozívneho úniku vody počas kompaktie. Ako spúšťací mechanizmus týchto deformácií sa často uvádzajú sedimentárne gravitačné toky a sedimentárne zaťaženie v nadloží (napr. Lowe & LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975; Allen, 1982) spojené s lokálnym skvapalnením a stekutením sedimentu počas veľmi rýchlej sedimentárnej depozície (Postma, 1983). Iní autori spájajú ich vznik so seizmickou činnosťou (napr. Blanc et al., 1998; Moretti et al., 1999).

Spoločným znakom všetkých deformačných štruktúr strednej až väčšej mierky na lokalite Gbely, ktoré sú spojené s odvodnením a so stekutením sedimentu, je ich výrazné vertikálne obmedzenie. Sú situované vždy v určitých intervaloch s pomerne veľkou laterálnou stálosťou (cf. Starek et al., 2010). Deformované intervaly sa litológiou ani zrnitosťou nelíšia od nedeformovaných vrstiev, medzi ktorými sa vyskytujú.

Hoci prúdy iniciované búrkovou činnosťou môžu byť spúšťacím mechanizmom deformácií v nespevnenom sedimente a na študovanom profile boli dokumentované sedimenty majúce znaky tempestitov (Starek et al., 2010), podľa Alfara et al. (2002) skvapalnenie sedimentu vyžaduje búrkové vlny presahujúce výšku 6 m. Generovanie takýchto vln v uzavretom jazernom systéme Panónskeho jazera, pričom samotná Viedenská panva bola zálivom jazera, je nepravdepodobné. Ako spúšťací mechanizmus sa oveľa pravdepodobnejšie ukazuje nadmerné

zaťaženie nadložia v dôsledku rýchleho hromadenia sedimentov v prostredí delty počas postriftového štádia panvy (Kováč, 2000, str. 104). Nemožno vylúčiť ani napätie indukované tektonoseizmicitou (seizmity v zmysle Seilacher, 1969, 1984) v panónskej oblasti alebo iba lokálnymi otrasmi súvisiacimi s vývojom rastových zlomov delty.

Smerom do vrchu študovaného profilu sa s postupne zvyšujúcim podielom prachovej a piesčitej frakcie začínajú objavovať v sedimente bioturbácie, najskôr sporadicky, potom majú masový charakter a úplne stierajú pôvodnú textúru sedimentu. Z hľadiska formovania kolapsových deformačných štruktúr majú na študovanej lokalite najväčší význam úkrytové štruktúry organizmov v sedimente, ktoré môžu mať charakter jednoduchých vertikálnych šácht/nôr či zložitejších vetviacich sa chodieb thalassinoidného typu (Starek et al., 2010). Ich vznik sa najčastejšie pripisuje dekapódnym kôrovcom (Frey et al., 1984; Bromley, 1996; Bishop & Williams, 2005). Úkrytové štruktúry majú značnú veľkostnú variabilitu a sú hrubé od niekoľkých milimetrov až do 5 cm a ich dĺžka môže dosahovať desiatky centimetrov. Prítomnosť väčších thalassinoidných foriem môže poukazovať nielen na priaznivé oxické podmienky pri dne, ale aj na prekysličenie hlbších úrovní sedimentu (Bromley & Ekdale, 1984) v dôsledku aktivity živočíchov. Početný výskyt stôp po činnosti organizmov indikuje aj hojnosť potravy (organického hmoty) v substráte, ale i obdobia s nižšou frekvenciou depozičných eventov.

Výskyt kónických kolapsových sedimentárnych štruktúr je v priamej nadväznosti na distribúciu bioturbovaných horizontov v rámci vývoja prodeľty až distálnych barov čela delty. Táto distribúcia bola ovplyvňovaná skôr zmenou v rýchlosti sedimentácie a pochovaním kolonizovaného dna než znížením kyslíkovej bilancie prídavných vôd (Starek et al., 2010). Nebioturbované intervaly s dobre zachovanou primárnou lamináciou sedimentu a výskytom kolapsových štruktúr predstavujú eventy s rýchlym hromadením sedimentu, ktorý pochoval kolonizované dno (Obr. 2a, b; 5). Následný pokles v rýchlosti sedimentácie umožnil opätovné kolonizovanie dna.

## 5. ZÁVER

Časť študovaného sedimentárneho záznamu na lokalite Gbely, ktorá je interpretovaná ako prostredie prodeľty až distálnych barov čela delty, je charakteristická rytmickou heterolitickou sedimentáciou ílu, prachu a drobnozrnitého piesku. Rýchla depozícia v spodnej časti prodeľtového vývoja pochovala silne bioturbované vrstvy v podloží a neumožňovala opätovné kolonizovanie dna, čo sa prejavilo dobrým zachovaním primárnych sedimentárnych textúr a štruktúr v sedimente. Sprievodným znakom rýchlej depozície sú deformačné štruktúry nespevneného sedimentu, ktorých vznik súvisí s odvodnením sedimentu, ako aj so skvapalnením a stekutením vodou nasýtených nespevnených sedimentárnych vrstiev.

Pretlak unikajúcej vody a skvapalnených častíc pri prechode sedimentom výrazne deformoval svoje bezprostredné okolie, čo sa v depozičnej sekvencii prejavilo vznikom rôznych deformačných štruktúr, navzájom sa líšiacich veľkosťou, tvarom,



ako aj štýlom deformácie. Najpravdepodobnejším spúšťacím mechanizmom skvapalnenia sedimentu a generovania deformačných štruktúr na sedimentárnom profile v Gbeloch sa ukazuje nadmerné zaťaženie sedimentu v procese rýchlej depozície v prostredí delty. Ďalšou možnou alternatívou je napätie indukované seizmickou aktivitou.

Smerom do nadložia sedimentárnej sekvencie sa spolu s narastaním podielu piesčitej frakcie začína objavovať bioturbácia, ktorá lokálne úplne stiera primárnu textúru a štruktúru sedimentu. Stopy po činnosti organizmov v sedimente majú často charakter dutín – úkrytových štruktúr (nory), na ktoré sa viaže výskyt kónických deformačných štruktúr v tvare V. Tieto štruktúry môžu vytvárať systém navzájom prepojených deformačných kónusov a sú výsledkom kolapsu nadložného nespevného sedimentu do dutín vytvorených organizmami. Distribúcia a charakter kolapsových deformačných štruktúr priamo súvisia s výskytom a koncentráciou bioturbačných štruktúr v študovanom sedimentárnom zázname. Je podmienená aj prítomnosťou nebioturbovaných laminovaných intervalov odrážajúcich náhle depozičné eventy s rýchlou akumuláciou sedimentu, ktoré prevrstvujú bioturbované intervaly.

**Podakovanie:** Práca bola finančne podporená z grantovej úlohy VEGA 2/0060/09 a projektu APVV-0109-07. Článok vznikol aj vďaka podpore v rámci Operačného programu Výskum a vývoj pre projekt: Centrum excelentnosti pre integrovaný výskum geosféry Zeme (ITMS: 26220120064), ktorý je spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja. Za cenné a konštruktívne pripomienky ďakujeme recenzentom K. Martínkovi a I. Baráthovi.

## Literatúra

- Alfaro P., Delgado J., Estévez A., Molina J.M., Moretti M. & Soria J.M., 2002: Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 91, 3, 505-513.
- Alfaro P., Moretti M. & Soria J.M., 1997: Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90, 3, 531-540.
- Allen J.R.L., 1977: The possible mechanisms of convolute laminations in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, 134, 19-31.
- Allen J.R.L., 1982: Sedimentary structures: their character and physical basis. Vol. II. Developments in Sedimentology, 30, Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Anketell J.M., Cegla J. & Džulyński S., 1970: On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 40, 3-30.
- Bishop G.A. & Williams A.B., 2005: Taphonomy and preservation of burrowing thalassinidean shrimps. *Proceedings of the Biological Society of Washington*, 118, 1, 218-236.
- Blanc E.J.P., Blanc-Alétru M.C. & Mojon P.O., 1998: Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau*, 86, 875-883.
- Brenchley P.J. & Newall G., 1977: The significance of contorted bedding in the Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 819-833.
- Bromley R.G., 1996: Trace fossils: biology, taphonomy and applications (2<sup>nd</sup> edition). Chapman & Hall, London, 361 p.
- Bromley R.G. & Ekdale A.A., 1984: Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, 224, 173-174.
- Buck S.G. & Goldring R., 2003: Conical Sedimentary Structures, Trace Fossils or Not? Observations, Experiments, and Review. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 3, 338-353.
- Dalrymple R.W., 1979: Wave-induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 26, 6, 835-844.
- Lowe D.R. & LoPiccolo R.D., 1974: The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 484-501.
- De Groot M.B. & Stoutjesdijk T.P., 1997: Undrained stress path of loose sand predicted from dry tests. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, 1, 131-138.
- Frey R.W., Curran A.H. & Pemberton G.S., 1984: Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology*, 58, 511-528.
- Frey R.W. & Seilacher A., 1980: Uniformity of marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13, 183-220.
- Frey R.W., Howard J.D. & Pryor W., 1978: Ophiomorpha: its morphology, taxonomic and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23, 199-229.
- Gravesen P., Rolle F. & Surlyk F., 1982: Lithostratigraphy and sedimentary evolution of the Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous of Bornholm, Denmark. *Geological Survey of Denmark*, series B, 7, 51 p.
- 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, 1-2, 8-31.
- Holzer T.L., Youd T.L. & Hanks T.C., 1989: Dynamics of liquefaction during the 1987 Superstition Hills California, earthquake. *Science*, 244, 4900, 56-59.
- Ishihara K., 1985: Stability of natural deposits during earthquakes. Proceedings of 11<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, 2, 321-376.
- Johnson H.D. & Levell B.K., 1995: Sedimentology of a transgressive, estuarine sand complex: the Lower Cretaceous Woburn Sands (Lower Greensand), southern England. In: Plint A.G. (Ed.): Sedimentary Facies Analysis: a tribute to the research and teaching of Harold G. Reading. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 22, 17-46.
- Jones A.P. & Omoto K., 2000: Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, 47, 6, 1211-1226.
- Kováč M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. Veda, Bratislava, 204 p.
- Kováč M., Fordinál K., Grigorovich S.A., Halasová E., Hudáčková N., Joniak P., Pipík R., Sabol M., Kováčová M. & Sliva L., 2005: Západokarpatské fosilne ekosystémy a ich vzťah k paleoprostrediu v kontexte neogénneho vývoja euroázijskeho kontinentu. *Geologické práce, Správy*, 111, 61-121.
- Lowe D.R., 1975: Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, 22, 2, 157-204.
- Magyar I., Geary D.H. & Müller P., 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 147, 3-4, 151-167.
- Martel A.T. & Gibling M.R., 1993: Clastic dykes of the Devonian-Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia: storm-related structures in shallow lakes. *Sedimentary Geology*, 87, 1-2, 103-119.

- Mills P.C., 1983: Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sedimentary Geology*, 35, 2, 83-104.
- Mohindra R. & Bagati T.N., 1996: Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalya). *Sedimentary Geology*, 101, 1-2, 69-83.
- Molina J.M., Alfaro P., Moretti M. & Soria J.M., 1998: Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir basin, Spain). *Terra Nova*, 10, 3, 145-150.
- Moretti M., Alfaro P., Caselles O. & Canas J.A., 1999: Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 4, 369-383.
- Neuwerth R., Suter F., Guzman C.A. & Gorin G.E., 2006: Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology*, 186, 1-2, 67-88.
- Obermeier S.F., Jacobson R.B., Smoot J.P., Weems R.E., Gohn G.S., Monroe J.E. & Powars D.S., 1990: Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and in the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1504, 44 p.
- Owen G., 1987: Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones M.E. & Preston R.M.F. (Eds.): Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geological Society Special Publication*, 29, 11-24.
- Owen G., 2003: Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: Van Rensebergen P., Hillis R.R., Maltman A.J. & Morley C.K. (Eds.): Subsurface Sediment Mobilization. Special Publication, 216, Geological Society of London, 21-34.
- Papp A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* 1946: 39-41 and 1948, 99-193.
- Postma G., 1983: Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoa Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 30, 1, 91-103.
- Rodríguez-Pascua Calvo J.P., De Vicente G. & Gómez-Gras D., 2000: Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, 1-4, 117-135.
- Rossetti D.F., 1999: Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for paleoseismicity. *Sedimentology*, 46, 6, 1065-1081.
- Rossetti D.F. & Góes A.M., 2000: Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 135, 1-4, 137-156.
- Seilacher A., 1969: Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13, 1-2, 155-159.
- Seilacher A., 1984: Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, 55, 1-12.
- Starek D., Pipík R. & Hagarová I., 2010: Meiofauna, trace metals, TOC, sedimentology, and oxygen availability in the Late Miocene sublittoral deposits of Lake Pannon. *Facies*, 56, 369-384.
- Vanneste K., Meghraoui M. & Camelbeeck T., 1999: Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system. *Tectonophysics*, 309, 1-4, 57-79.
- Vass D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 202 p.
- 2005; Harzhauser & Piller, 2007). The lithofacies studied at the Gbely brick yard are a part of the lacustrine deltaic succession deposited during the Late Miocene in the Vienna Basin. A sedimentary record exposes the contrast paleobiotopes, rich on meiofauna, ichnofossils, and sedimentary structures (Starek et al., 2010). An occurrence of the soft-sediment deformation structures is a noticeable sign of these deltaic deposits (Fig. 2). The following contribution continues to the work of Starek et al. (2010) and discusses the factors that influenced on occurrence and formation of the soft-sediment deformation structures which of distribution and frequency are variable along the outcrop and depends on lithology and depositional processes.
- With respect to processes that generate a formation of such deformations, two categories of the soft-sediment deformation structures were distinguished (Starek et al., 2010). The first category comprises the structures that origin can be explicitly attributed to inorganic processes as a result of liquefaction-fluidization (Fig. 3). These deformation structures are various in their nature. An unequally distributed small upwarping cusps or siphons were formed as a result of spontaneous dewatering of sediments, deposited at quick rates. An occurrence of medium to large scale deformation structures (pipes, concave-upward dish-and-pillar structures, conduits, and sedimentary intrusions) are restricted to discrete, rather narrow zones, vertically separated and surrounded by non-deformed laminated sets, identical in lithology and granularity. These zones have relatively large lateral stability (tens of meters). The deformations were formed shortly after deposition and they were triggered by overloaded sediments or seismic activity.
- The second category includes collapse structures (Fig. 4) that origin was conditioned by animal activity, and they are attributed to ichnotaxa identified as simple vertical shafts or Thalassinoides-like branching burrows (Starek et al., 2010). These structures have a conical downwarped V-shaped (or funnel-shaped) vertical zone of deformation that can be attributed to the collapse of sediment into cavities created by animals. A complex of bioturbations and collapse sedimentary structures form relatively complicated system of primary as well as secondary cones and „loaf-like“ structures those an origin is linked with them (Fig. 4f-i).
- Distribution, size, and character of the soft-sediment deformation structures are in direct relation to occurrence and concentration of the bioturbation structures in evaluated sedimentary record. They are also conditioned by occurrence of non-bioturbated laminated intervals that interlayered bioturbated horizons and reflect sudden depositional events with rapid sediment accumulation (Fig. 5).

**Summary:** The depositional systems of the Lake Pannon are very heterogeneous reflecting an existence of a large, long-lived, brackish to fresh-water lake inside of the Carpathian arc (Magyar et al., 1999; Kováč et al.,