

Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: A felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai

Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary)

SZTANÓ Orsolya¹ – FODOR László²

Key words: Eocene, bathyal marl, conglomerate, sandstone, submarine gravitational redeposition, synsedimentary structures.

Abstract

At the Sánc Hill section and in some neighboring outcrops along the Rábl creek, the Late Eocene bathyal Piszke Marl contains coarse-grained intercalations (sandstones to conglomerates). The conglomerates and sandstones contain coeval semi-consolidated shallow marine carbonate "clasts", shallow water fossils, as well as extrabasinal Mesozoic pebbles and boulders. Despite the presence of shallow water fossils these intercalations deposited at the same water depth as the surrounding marl. Sedimentary structures in the coarsening-thickening to fining-thinning upward sequence of the conglomerates and sandstones clearly demonstrate gravitational redeposition below sea level. The coarse-grained section was dissected by syn-sedimentary deformational zones, faults and sedimentary dykes. Slumps attaining the rim of the shallow marine platform produced small lobes on the tectonically controlled slope between the shallow carbonate platform and the bathyal basin. The governing stress field (N–S tension and E–W maximal horizontal stress axis) indicates strike-slip or extensional tectonic setting, similar to other parts of the Hungarian Paleogene basins (Gerecse and Buda hills).

Manuscript received: 22. 09. 1997.

Összefoglalás

A késő eocén bathiális ülepedési környezetet jelző Piszkei Márgába a nyergesújfalui Sánc-hegyen, valamint a közeli Rábl-patak mentén durvatörmelékű összlet, konglomerátum és homokkő települ. Ezen betelepülések a bennük található sekélytengeri fauna ellenére sem keletkezhettek a márgánál jelentősen sekélyebb környezetben. Ezt bizonyítják mind a konglomerátum, mind a homokkő szöveti bélyegei, melyek jelentős mértékű tengeralatti áthalmazást, gravitációs tömegmozgást jeleznek. A felfelé durvuló, majd finomodó rétegösszletben a szedimentációval egyidős nyírási zónák, vetők és neptuni telérek ismerhetők fel. Keletkezési környezetül a karbonátos sekélytengert

¹ ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék (Eötvös University, Department of Geology) Budapest, Múzeum krt. 4/a H-1088, Hungary, sztano@ludens.elte.hu

² ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék (Eötvös University, Department of Applied and Environmental Geology), Budapest, Múzeum krt. 4/a H-1088, Hungary, fodorl@iris.geobio.elte.hu

és a batiális eocén medencét elválasztó, valószínűleg vetőkkel tagolt, tengeralatti lejtőt képzelünk. A törmeléklebenyvt létrehozó rövidéletű suvadások a sekélytengeri plató pereméről szakadtak le, így a lebeny anyaga összetett: a félig konszolidált, az áthalmozással egyidős sekélytengeri karbonátanyagot és mezozoos tömbökből-kavicsokból álló törmeléket egyaránt tartalmaz.

Bevezetés

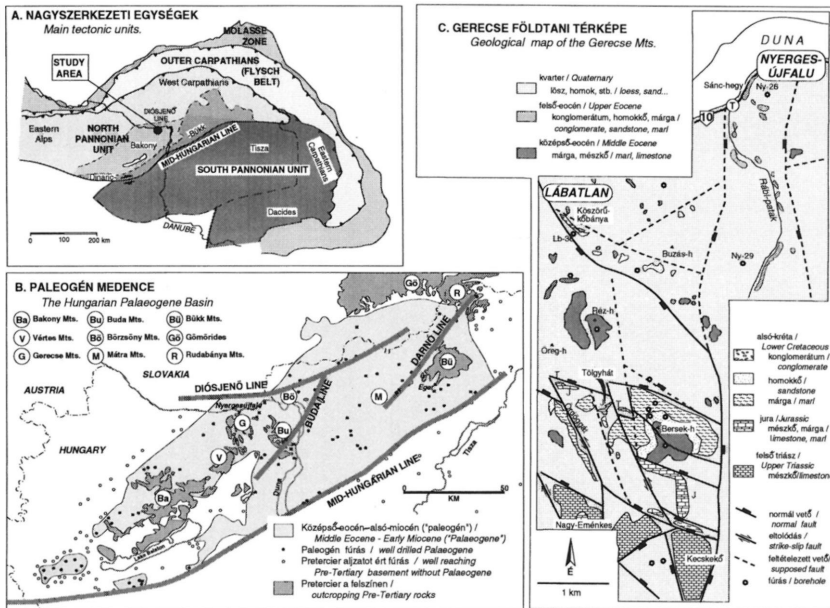
A nyergesújfalui Sánc-hegy (Kálvária-hegy) Duna felé tekintő meredek, ÉÉK-DDNY csapású fala a 10. sz. műút mentén egyedülálló késő eocén rétegsort tár fel (1. ábra). A Budai-hegységből ismert Budai Márgával szoros rokonságban álló mélyvízi Piszkei Márگا – az elnevezés még HANTKEN Miksától (1868, 1871) származik – rétegsorába itt mintegy 30 m vastagságban felfelé durvul, majd finomodó szemcseméretű, ezzel párhuzamosan vastagodó, majd vékonyodó rétegekből felépülő durvatörmelékes áthalmozott összlet települ. Ez a sorozat a kavicsszemcséken, görgetegeken kívül a sekélytengeri régióból áthalmozott nummuliteszeket is tartalmaz. A Piszkei Márگا képződési környezetét eddig fossziliatartalma alapján próbálták meghatározni (VOGL 1910; GIDAI 1968, 1971; LESS 1987), ami a különböző környezeti igényű ősmaradványok keveredése miatt nehézségekbe ütközött. A Sánc-hegyi partfalon az üledékkéződéssel egyidős puha deformációk, nyírás jelenségek, valamint különböző tömegmozgási formák és termékeik is kitűnően tanulmányozhatók. Ezen tanulmányban megkíséreljük a kevert faunával összhangban értelmezni az üledékszerkezeteket, valamint az egyidős szerkezeti elemeket.

Az itt feltárt eocén képződmények – elsősorban ősföldrajzi – jelentőségét az adja, hogy térben és időben egyaránt átmeneti helyzetben vannak a már korábban batiális mélységbe süllyedt bakonyi eocén medence és a mélymedence stádiumot épp csak elérő budai eocén rétegsorok között (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1985, 1990, 1991). Ugyanakkor a közeli budai területen szinszediment szerkezetfejlődés tanúi lehetünk (FODOR et al. 1994), míg ez a Bakonyra egyelőre nem bizonyított.

Kutatástörténeti előzmények

A Piszkei Márگا klasszikus feltárásai a Gerecse északi peremén, Lábatlan (Piszke) és Nyergesújfalu mellett, dunaparti út- és vasúti bevágásokban, valamint a Rábl-patak völgyében tanulmányozhatók. A Nyergesújfalu-29. sz. fúrás a formációt 227,5 m vastagságban harántolta, ez egyben az eddig ismert maximális vastagsága is. A Sánc-hegy tetején telepített Nyergesújfalu-26. sz. fúrás 100 m vastagságban furta át az üledéksort anélkül, hogy fekküjét, az "operculinás agyagmárgát" elérte volna (GIDAI 1968).

A Sánc-hegyi feltárást elsőként HANTKEN (1871) vizsgálta, a szelvényt foraminifera faunája alapján az oligocén Kiscelli Agyaggal azonosította, a benne található Nummuliteszek jelenlétét áthalmozással magyarázta. A múlt század végén, az Esztergom–Komárom vasútvonal építésekor előkerült gazdag faunát



1. ábra. A. A Pannon–Kárpát térség nagyszerkezeti egységei (CSONTOS et al. 1992 után). B. A magyarországi Paleogén medence helyzete (TARI et al. 1993 után). C. A nyergesújfalui Sánc-hegy helyszínrajza és környezetének földtani térképe részben GIDAI (1989) és GIDAI et al. (1981) után

Fig. 1. A. Main tectonic units of the Pannonian-Carpathian area (after CSONTOS et al. 1992). B. The Hungarian Palaeogene Basin (after TARI et al. 1993). C. Location of the studied section (Sánc-hegy, Nyergesújfalu) and the geological map of the surrounding area, partly after GIDAI (1989) and GIDAI et al. (1981)

VOGL (1910) dolgozta fel, s ennek alapján a Piszkei Márgát a Budai Márgával azonosította. SZÓTS (1956) a Sánc-hegyi szelvény korát a középső-eocénbe helyezte. GIDAI (1968, 1971) szerint a Sánc-hegyi szelvényből és a közeli Nyergesújfalu-27. –29. sz. fúrásokból meghatározott plankton foraminifera együttes bizonyítja a Piszkei Márga késő eocén korát (*Globigerapsis seminivoluta* zóna). Középső-priabónai alemeletet – bizonyítanak LESS Gy. (1987) Orthophragmina vizsgálatai is. A Piszkei márga korát pontosan rögzíti ugyancsak a priabónai emeletben a mézsvázú nannoplankton is, mégpedig az NP 19 zónában (BÁLDI-BEKE 1984). A sánc-hegyi szelvény alsó szakasza még idősebb, NP 18-as korú.

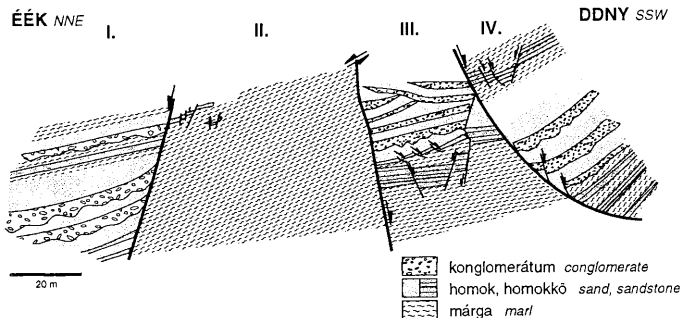
VOGL (1910) az ősmaradványok (nagy számban előforduló *Pholadomyák*, *Xenophorák* és *Aturiák*) alapján hullámbázis alatti vízmélységet, mélyebb tengert tételezett fel üledékképződési környezetként. A márgába betelepülő mészkő, homokkő és konglomerátum testeket a legutóbbi időkig regressziós sekélytengeri-parti eredetűnek tekintették (SZÓTS 1956; GIDAI 1968, 1971). Ezzel gyökeresen ellentétes MONOSTORI (1982), BÁLDI-BEKE (1984) és LESS (1987) véleménye. Erősen kevert ökológiájú ostracoda együttest ismertet MONOSTORI (1982) a nyergesújfalui szelvényből. Jellemző a normál tengeri mélyvízi és a poikilohalin sekélyvízi formák egyidejű jelenléte. Ezt a látszólagos környezetváltozást valójában fluktuáló behordás eredményének tekintette MONOSTORI (1982). BÁLDI-BEKE (1984) a nannoflóra alapján Piszkei Márgát batiális képződménynek tartotta. LESS (1987) a Piszkei Márgából József-pusztá környékéről méteres mészkőlisztolitokat írt le gravitációs áthalmazás eredményeként. Mélytengeri eredet és gravitációs tömegmozgások hatását mutatta ki a Sánc-hegyi partfal legutóbbi, elsősorban szedimentológiai célú vizsgálata is (FODOR et al. 1990).

A Piszkei Márgában található fauna két nagy csoportba osztható. Mélyvízi, batiális környezetet jeleznek a márga rétegből származó plankton foraminiférák, a gyéren előforduló kistermetű, vékonyhéjú kagylók (*Propeamussium* sp., *Yoldia?* sp., *Nucula?* sp., *Limopsis* sp.), az apró, csöfalakú életnyomok, magányos korallok és egy mélyvízi rák (*Thaumastocheles* sp.) maradvány (BÁLDI szóbeli közlés és FODOR et al. 1990). A felsorolt ősmaradványok autochtonnak tekinthetők. A homokkőben, konglomerátumban gyakori sekélytengeri formák (*Nummulites*-ek, vörösalga-, echinoidea-maradványok, stb.) allochton, azaz áthalmazott helyzetűek. Az aucton és az allochton fauna elemek egykorúak.

A faunaelemek egybehangzó allochton–autochton csoportosítását a következőkben leírt üledékföldtani megfigyelések is teljes mértékben alátámasztják.

Üledékkőzettani megfigyelések

A Piszkei Márga kőzettani felépítésében uralkodóak a finomtörmelékes üledékek: kőzetlisztes márga, márgás aleurolit, finomhomokos aleurolit, mészmárga dominanciája mellett, kevesebb kőzetlisztes mészkő, mészkő is előfordul (GIDAI 1971). A karbonáttartalom 30–95% között ingadozik. Helyenként – így a nyergesújfalui Sánc-hegyen – vastagabb, biotitos durvahomok és konglomerátumtestek is előfordulnak a márgában. A Sánc-hegyi rétegsorban felfelé ha-



2. ábra. A sándor-hegyi partfal vázlatos keresztmetszése, háromszoros túlmagyasítással. A vetőkkel elválasztott blokkok számozása egyezik Gidaiéval (1971). Az I. és III. blokk részletes szelvényét a 4. ábra mutatja

Fig. 2. Sketch of the Sándor-hegy section (vertically three times exaggerated). Numbering of tectonical blocks is identical with that of Gidai (1971). For details of blocks I. and III. see figure 4.

ladva előbb metamorf, majd magmás eredetű nehézasványok uralkodnak (GIDAI 1968).

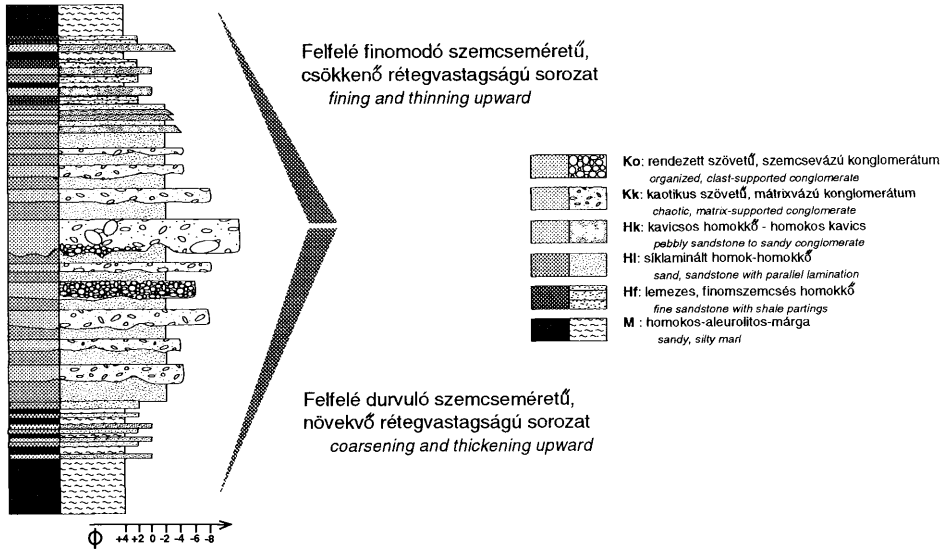
A konglomerátum kavicsanyagában fúrókagylónyomos világosszürke triász Dachsteini mészkő, algagyepes és mudstone-szövetű fehér dolomit (fődolomit?), sötétszürke bitumenes-dolomitos mészkő, fekete és vörös tűzkő, kvarcit, vörös kalcit, középső–felső-eocén, sekély tengerből áthalmozott félig-átalakult nummuliteses–discocyclinás mészkő és márga, valamint feltépett homokkő- és márgalepények gyakoriak. A konglomerátum betelepülések mátrixában szintén gyakoriak az erősen koptatott, áthalmozott *N. millecaput* egyedek.

Üledékföldtani megfigyelések

A Sándor-hegyi útbevágásban feltárt felső-eocén rétegsort vetők tagolják négy blokkra (2. ábra). Az ezekben megfigyelhető szedimentológiai jelenségek, valamint a szerkezeti mérések felhasználásával felállítható egy elvi rétegoszlop (3. ábra). A szelvény alján és tetején finomhomokos, aleurolitos márgát találunk, ebbe települ egy felfelé durvuló szemcseméretű és növekvő rétegvastagságú, majd tendenciát váltó és csökkenő szemcseméretű és rétegvastagságú összlet. Az összletben az alábbi fáciesegységek különíthetőek el.

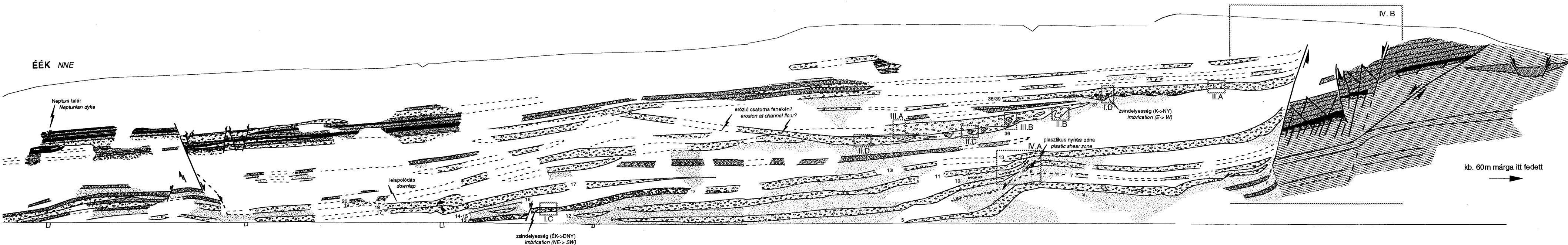
Márga (M)

Masszív, finomhomokos–aleurolitos márga. Vékony rétegekben gyakran lemezes elválású, ami bioturbáció hiányát jelezheti (I.A. fényképtábla). A Piszkei Márga fő tömegén kívül a durvatörmelékes összlet alsó szakaszán, valamint



3. ábra. A négy szerkezeti blokk és az üledékszerkezetek rekonstruálásával létrejövő elvi rétegoszlop

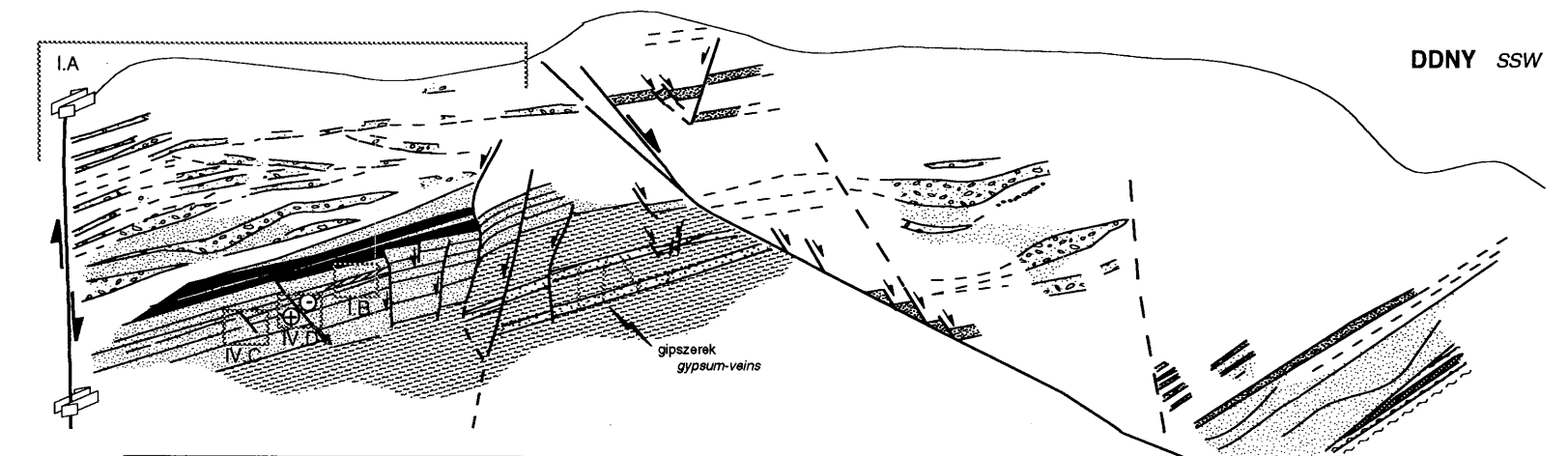
Figure 3. General lithological column reconstructed from sedimentological characters and movements of tectonic blocks



FÁCIÉS EGYSÉGEK FACIES UNITS

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Osztályozott szemcsézű konglomerátum (Ko) <i>Well organized clast supported conglomerate</i> | | Síklaminált, közepes- és darakavicsos homokkő (Hi) <i>Medium-grained to granule sandstone with parallel lamination</i> |
| | Kaotikus szövetű, mátrixvázú konglomerátum (Kk) <i>Chaotic matrix-supported conglomerate</i> | | Lemezes, finomszemcsés homokkő (Hf) <i>Fine sandstone with shale partings</i> |
| | Kavicsos homokkő (Hk) <i>Pebbly sandstone</i> | | Márga (M) <i>Marl</i> |

10 m



4. ábra. A Sándor-hegyi útbevágás teljes szelvénye. Figyelemre méltóak a legészakibb (I.) blokk konglomerátum és homokkő rétegeinek geometriai viszonyai (a rétegszámolás feltüntetésével). A fal kb. 15 m magas. A számozott keretek a fényképek helyét jelzik.

Fig. 4. The detailed section of the Sándor-hegy road-cut. Note the geometric relation of conglomerate and sandstone beds. The wall is about 15 m high, numbering refers to strata, partly mentioned in the text. Numbered boxes show locations of photos.

felső, finomodó szakaszán jelenik meg vékony (mm-dm vastagságú) betelepüléseként a kavics és homokkő rétegek között (3. ábra). Valószínű, hogy egy-egy tömegmozgási esemény végeztével az azt kísérő híg szuszpenzió-felhőből rakódik le. Nem különíthető el a relatíve hosszán tartó nyugalmi periódus pelágitáitól, melyek képződése a rövid ideig tartó "események" között szabadon folytatódott.

Lemezes elválású, finomszemcsés homokkő (Hf)

A finomszemcsés, aleurolitos meszes homokkő mintegy átmenetet képez a durvaszemcsés rétegtagok és a márga között. Rétegvastagsága cm–dm nagyságrendű. Keresztlaminációt nem észleltünk benne. A Sánc-hegyi rétegsor legfelső részén fordul elő, kavicsos homok, durvaszemcsés homok és márga réteggel váltakozva (3. ábra). Kiemelendő, hogy nem gradált rétegek alakultak ki, hanem elkülönült rétegekből álló felfelé csökkenő szemcseméretű (finomodó) kisciklusok. A lemezes finomszemcsés homokkő kialakításában jelentős szerepe lehetett híg zagyrák maradék felhőjének, a kiüledés valószínűleg csak nagyon lassan áramló közegből történt.

Síklaminált középszemcsés–darakavicsos homokkő (III)

A középszemcsés homok – darakavics összetételű homok, homokkő rétegeinek vastagsága 0,5–2 m között változik (3. és 4. ábrák*, I.A. fényképtábla). A rétegek fő tömege ugyanabba a szemcseméret-osztályba tartozik, de felső részén gyakran gyenge, normál gradáció figyelhető meg. Az osztályozottság közepes, a homok–dara szemcsék mellett elszórt kavicsok, kisebb, feltépett agyagklastrok, valamint vékony molluszkahéj-törmelék, foraminifera házak (Nummulites, Discocyclina) található benne. Legszembeötlőbb szedimentológiai tulajdonsága azonban, hogy az elegyrészek a réteggel párhuzamosan helyezkednek el, és jól fejlett síklamináció figyelhető meg. Esetenként a rétegek felső része közelében finom keresztlamináció is megjelenik. Ez a fácies-egység az I. tektonikai blokkban (2. és 4. ábrák) konglomerátumokkal váltakozva gyakori. A III. blokkban – egy kissé mélyebb rétegtani helyzetben – tanulmányozhatók a márgába települő első homokkő rétegek (I.A. fényképtábla). Itt a darakavicsos gyengén osztályozott homokkő pados megjelenésű, uralkodóan masszív, ritkán keresztarétegzett (I.B. fényképtábla), a rétegtalpon egyszerű kanyargós járatokkal.

A homokkő üledékszerkezetei áramló közeget jeleznek: a ritka keresztlamináció közepes sebességű, ún. alsó áramlási tartományra, a síklamináció igen gyors, felső (szuperkritikus) áramlási tartományra utal. Gyakorlatilag Boumaszekvenciák T_b és T_c tagjaként értelmezhetők, viszonylag híg, gyors zagyrák termékeként. A keresztarétegzett pados homok nagyobb vastagságú vagy hosszabban tartó zagyrák terméke (vö. MUTTI F9 fácies; KNELLER & BRANNEY

* A 4. ábra nyomdatechnikai okokból a füzet végén bekötve található.

1995). Vastag síklaminált homokkő-dara réteg minden esetben konglomerátum réteg felett következik (3. és 4. ábrák). Egyes esetekben megfigyelhető hirtelen, de mégis fokozatos átmenetük, másutt réteghatár gyanítható közöttük. Mindkét esetben eltérő mechanizmusú tömegmozgás-típusok meglehetősen gyakori alakulásáról van szó (*flow transformation*, MUTTI 1992).

Kaotikus szövetű, mátrixvázú konglomerátum (Kk)

Osztályozatlan, mátrixvázú konglomerátum (II, III. fényképtábla) alkotja a durvatörmelékes betelepülések jelentős részét. A rétegek eróziós határfelülettel települnek HI fáciesű homokkőre, esetenként terheléses szerkezetek is felismerhetők. A konglomerátum rétegeket felfelé is mindig HI követi. A konglomerátum padok vastagsága 0,2–2 m között változik, felfelé vastagságuk csökken, ezzel párhuzamosan a klasztok maximális szemcsemérete is csökken (3. ábra).

A mátrix nagyon hasonló a síklaminált homokkő-dara összetételéhez, közép-, durvaszemcsés homok, dara és mészszipap keveréke alkotja (II.A, III.A. fényképtábla), gyakran nagyon sok nummuliteszt tartalmaz. Az elegyrészeket alkotó kavicsok mérete rendkívül változatos: az aprókavicstól a görgetegen át, a méteres kötömbig terjed (II.C, III.B. fényképtábla). Összetételében szintén változatos; nagy mennyiségben vannak jelen koptatott-kerekített klasztok idősebb mezozoos képződmények lepusztulási termékeként: abrázis, fúrókagylónyomos triász dolomit (II.C. fényképtábla), és algagyepes mészkő kavicsok, görgetegek (II.D, III.B. fényképtábla), kvarchomokkő, és tűzkő kavicsok, idősebb eocén mészkövek törmeléke (III.A. fényképtábla). Ezenkívül rendkívül jelentősek a közel egyidős intrabazinális felső-eocén koptatlan mészkő és mészszipafosztlányok (II.D, III.A. fényképtábla). Az egyidős karbonátanyag jelenléte általános, de néhány rétegben (4. ábra pl. 37, 38. rétegek) kiemelkedő mennyiségben dúsul. Ezenkívül feltépett intraformacionális homokkő és márga lepények is gyakoriak.

A konglomerátum leggyakrabban rendezetlen szövetű (II, III. fényképtábla), ritkán inverz gradált (II. B. fényképtábla), osztályozatlan, gyakoriak a környezetükből méretükkel kiugró görgetegek, kötömbök (II.D, III.B. fényképtábla). Mennél durvább az átlagos szemcseméret, annál rendezetlenebb a szövet. A kötömböket, görgeteget nem tartalmazó konglomerátum rétegei valamivel rendezettebb szöveti képet mutatnak. Esetenként felismerhető egy vékony fordítottan gradált, majdnem szemcsevázú bázis, amely felett csóvás gradációval mátrixvázú rész következik. Körülbelül a rétegvastagság harmadánál a klasztok jelentősen megfogyatkoznak, relatíve megnő a mátrix mennyisége, egy-egy elszórt kavicsal. Ez a típus átmenetet jelent a kavicsos homokkő fácies felé. A szöveti elemek "hígulása" a réteg teteje felé a legdurvább, legrendezetlenebb rétegekben is megfigyelhető.

A Rábl-patak völgyében a kaotikus konglomerátum (Kk) egy kicsiny foltja bukkan a felszínre. Valószínűleg egyetlen, a feltárás méreténél nagyobb vastagságú réteg jelenik meg. Homok mátrixban elszórt eocén faunaelemek, szórványos kavicsok mellett hatalmas áthalmazott foraminiferás eocén márga klasztok teszik kaotikussá a szöveti képet (LESS 1987).

A konglomerátumrétegek nagysűrűségű tömegfolyások termékei. A mátrix-vázú, rendezetlen szövet gyors, a szemcsék elkülönülését meg nem engedő ún. kohézív törmelékfolyásra utal. A teljes réteget jellemző inverz gradáció hiánya befagyást jelez. A csóvás gradációt, illetve a gradált, szemcsevázú szőnyeget tartalmazó rétegek hosszabb szállítást szenvedtek, a hiperkoncentrált áramlás felhígult és átalakult kavicsos, majd homokos összetétel sűrű zagygyá (vö. LOWE 1982; MUTTI 1992). A kavicsok bázismenti szoros illeszkedése magyarázható az elvonuló tömegár szemcséinek késleltetett ülepedése (*hindered settling*) és/vagy állandó üledékutánpótlás miatt bekövetkező fokozatos gyarapodással (KNELLER & BRANNEY 1995). A konglomerátum és a kavicsos homokkő által képviselt, még mozgó üledékszőnyeg nem jutott el a híg zagy állapotig.

Kavicsos homokkő (Hk)

Az előző fáciessel (Kk) szoros genetikai rokonságban az összlet alsó és felső, uralkodóan finomabb szemcsés részén jelennek meg középszemcsés–darakavicsos homokkő rétegek, melyek elszórt kavicsokat tartalmaznak (3. *ábra*). Néha inverz, néha csóvás normál gradáció is megfigyelhető. A rétegek vastagsága 0,1–0,6 m között változik. Márgaréteg vagy lemezes finomszemcsés homokkő (Hf) követi. Gyakori váltakozásai a Hf fáciessel helyettesíti az összlet középső részének Kk–Hl ciklusait.

Kialakulásának mechanizmusa valószínűleg megegyezik a Kk fáciésnél leírtakkal, azaz sűrű mozgó tömegből ülepedett, csak kiindulási anyaga volt eredendően finomabb. Az áramlás átalakulása, – hígulása –, itt sem jutott el a híg zagyig, ezért nem ismerhetők fel klasszikus turbidit rétegek (Bouma szekvenciák).

Osztályozott, szemcsevázú konglomerátum (Ko)

Külön kiemelendő a 13. és a 38. réteg (4. *ábra*), mely szövetében és így képződési mechanizmusában is eltér a többi konglomerátumrétegtől. Az uralkodóan szemcsevázú (I.C, I.D. *fényképtábla*), közepeskavics méretű konglomerátumban alárendelten megjelenő mátrix durvaszemcsés homokkő–dara. A gradáltság a rétegen belül laterálisan változik a nem gradálttól az inverz szőnyeg felett hígulással megjelenő normál gradációig. Esetenként a(p)a(i) típusú zsindeység is megfigyelhető (I.C, I.D. *fényképtábla* vö. WALKER 1978). Gyakran az elegyrészek, – kavicsok, nummuliteszek –, rendezetten, a rétegzéssel közel párhuzamosan helyezkednek el. Ez utóbbi átmenetet mutat a síklaminált homokkő fáciés (Hl) szöveve felé.

Keletkezésekor a hiperkoncentrált szemcsefolyás lehetett a kiindulási állapot, amely kavicsos, viszonylag híg zagy tevékenységbe váltott át (vö. LOWE 1982; MUTTI 1992). Tömeges kiülepedés ("T_a") és a "szemcsénkénti" szállításból létrejövő lamináció ("T_b") átmenetét figyelhetjük meg kavicsos szemcseméret esetén.

Puha deformációs jelenségek: a szedimentációval egyidős tektonika bizonyítékai

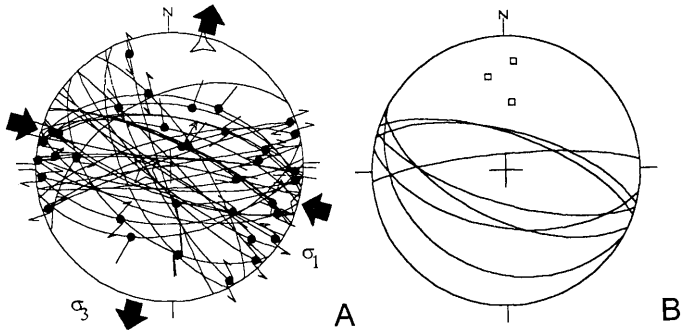
Bár a Sánc-hegyi szelvény vetőinek többsége üledékképződés és cementáció után képződött, bizonyos jelek azonban szinszediment működésre is utalnak. A legészakibb blokkban (I. blokk a 4. *ábrán*) olyan deformáció jelenik meg, amelyik nem egy töréslap mentén, hanem egy szélesebb zónában lép fel. E zónában a rétegzés meghajlik, a rétegek a nyírás következtében elvékonyodnak. E zónák csak bizonyos rétegcsoportokat érintenek, felfelé eltűnnek. Példaként említhetjük a 7. és 9. réteget (4. *ábra*), előbbi a deformációs zónában egy kavicszinór vastagságúra nyíródik (IV.A. *fényképtábla*). Valószínűleg a 11-es réteg is deformálódott, majd egy része erodálódott. A zóna láthatóan nem metszi a 13-as réteget. E jegyek arra mutatnak, hogy a deformáció a 7., 9., 10. és 11. rétegeket puha állapotban, még a 13-as réteg leülepedése előtt érintette. A rétegeket plasztikusan meghajlító-elnyíró deformáció az aljzat merevebb törésvonaljainak hatását tükrözi.

Két nagy normálvető is működött már az üledékképződés alatt. A déli (IV. blokk) esetében (2. *ábra*) a rétegdőlés a levetett blokkban alulról felfelé fokozatosan csökken. Ez összevetve a vető ívelt jellegével azt mutatja, hogy itt egy részben szinszediment, ívelt (lisztrikus) vetővel van dolgunk. Az elvetés részben az üledékképződés alatt, részben utána jelentkezett. Az I/II. blokkokat elválasztó vető (IV.B. *fényképtábla*) mentén a 13. réteg elvonszolódik, míg a felette lévő 38. és 39-es padban ez kevésbé látszik (4. *ábra*). Ez azt eredményezi, hogy az üledékvastagság a két pad között a vetőtől távolodva erősen nő, sőt olyan rétegtag jelenik meg, a 37. réteg, amely a vető előtt kiékelődik és így a fennmaradt szárnyon nem is volt jelen. A levetett és fennmaradt szárnyon tehát a réteget illetően vastagságkülönbség áll fenn, vagyis a vető a 37. réteg ülepedésével egyidőben valószínűleg működött.

A szelvény északi részén, a fedő márgában néhány, centiméter széles, homokkővel kitöltött üledékes telér látható (4. *ábra*), a homok egy felsőbb rétegből, leülepedése idején hatolt mai helyére.

Az említett üledékes normálvetők és telérek közel K–Ny-i csapásúak, párhuzamosak a poszt-üledékes normálvetőkkel. Úgy tűnik tehát, a feszültségteret tengelyirányai nem változtak jelentősen a késő eocén és az azt követő deformációs fázisban. Utóbbi feszültségteret jól ismerjük, közel K–Ny-i kompresszió és É–D-i tenzió jellemezte (5. *ábra*).

A szinszediment deformáció jól illeszkedik a környékbeli megfigyelésekhez. A Budai-hegységben pl. az üledékképződést befolyásoló vetők NYÉNY–KDK-i kompresszió és ÉÉK–DDNY-i extenzió hatására jöttek létre (MAGYARI 1994; FODOR et al. 1992). Hasonló, szinszediment szerkezeteket és feszültségteret ismeret KERCSMÁR (1995) a tatabányai Keselő-hegyről, FODOR (in ÁRGYELÁN & FOGARASI 1995) Nagygyházáról, KUN-JÁGER et al. (1996) a Héregi-medence pereméről. Mindezen jegyek jól egyeznek a leírt sánc-hegyi deformációval, vagyis a szinszediment deformáció léte és kinematikai-dinamikai jellege általánosnak tekinthető a Gerecse – Budai-hegység területén. Különbség csak annyiban je-



5. ábra. A szerkezeti elemek sztereografikus vetületi képe és a (posztüledékes) vetőkarcokból számított feszültségtér irányai. A. Összes karcos vető felhasználásával. B. Szinszediment vetők, tenziós hasadékok és karc nélküli vetők felhasználásával. σ_1 a kompresszió, σ_3 a tenzió iránya. A B ábra kis négyzetei az üledékes telérek normálisának (a telér síkjára merőleges egyenesnek) a vetületei

Fig. 5. Stereographic projection of the measured structures and the main stress axes as calculated by means of slicken-sided fault planes. A. All faults with slicken-sides. B. Synsedimentary faults, tensional gashes and faults without slicken-sides σ_1 is the axis of compression, σ_3 is the axis of tension. The small squares on the figure B correspond to the poles of the synsedimentary dykes

lentkezik, hogy a Gerecsében inkább normálvetős-eltolódásos, a Budai-hegységben pedig eltolódásos-rátolódásos szerkezetalakulás történt.

Szállítási irányok

Az összletben közvetlenül az anyagszállítás irányára utaló bélyegeket nem találunk. A nagyon kis mennyiségben, egyes rétegek bazális zónájában előforduló zsindelesség K-ÉK-ról NY-DNY-ra, történő szállítást jelez (I.C, I.D. fényképtábla, 4. ábra), de ez nem tekinthető kielégítő mennyiségű, megbízható adatnak. A 36-37. réteg csatorna-alakja a szelvényre merőleges, szintén K-NY-i szállítást sejtet. Ennek részben ellentmond a 36. réteg által elnyesett konglomerátum testek alakja, rétegdőlési irányai. Néhány pad (19-20) délről – északra az alatta levőre lapolódni látszik, mintha ebben az irányban szállítódott volna. Ugyanezt az irányt sejteti a nyírózónák elhelyezkedése is. Mindezek szerint a medenceperem északkelet vagy délnyugat felé keresendő. Ez utóbbi ellentmond jelen ősföldrajzi ismereteinknek, melyek szerint a feltárástól délre-délnyugatra a Dunántúli-középhegység területén a Bakonytól a Budai-hegységig nagy területű, batiális felső-eocén medence helyezkedett el (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1985). További megoldandó kérdés a hatalmas triász dolomittömbök közeli származási helye, melyeket a Duna másik oldaláról eredeztethetünk(?). A jövő feladata lesz a képződmény pontos lehatárolása, a vele összefogazódó, szomszédos környe-

zeti övek felkutatása, a szállítási irány és a forrásterület megnyugtató meghatározása.

Üledéklerakódási környezet

A Piszkei Márga autochton ősmaradványtartalma minden kétséget kizáróan bizonyítja annak nyílt- és mélyvízi eredetét. A batialis márgába települő durvatörmelékes összlet minden rétege jelentős mértékű áthalmozás bélyegeit viseli magán. Erre utalnak a mátrixban megjelenő sekélytengeri eredetű fossziliák, a szintén a sekély régióból feltépett, alig konszolidált mészszipak klasztok is.

A durvatörmelékes betelepülés vastagsága, az egyedi események viszonylag kis száma arra utal, hogy nem kell nagy térfogatú anyagátrendeződést keresnünk. Kis méretű törmelékkepek létezése nem zárható ki ugyan teljesen, de nagyobb arányú fáciesváltozékonyságra számíthatnánk ebben az esetben. Jól ismert morfológiai elem és üledékgyűjtő térszín maga a lejtőkörnyezet is. Lejtők nagyon gyakran lehetnek tektonikai elemek által meghatározottak (RUPKE 1978; STOW 1988). A puha deformációs, szinszediment nyírási jelenségek és az üledékképződéssel egyidős vetők a sánc-hegyi összletben is erre utalnak. Az üledékösszlet kis vastagsága, kis kiterjedése (?) szintén a vetős eredetet valószínűsítheti.

A lejtőkörnyezetben előfordulhatnak egyedi suvadási események, ezek ismétlődő felújulásai, tovább harapózása, valamint a sekély régióból egyéb okból lezúduló, de a lejtőn megálló és lerakódó anyagáthalmazások (üledéklebenyek). LOWE (1982), ALEXANDROWSKY et al. (1986) és MUTTI (1992) mind a suvadásos, mind a lebeny eredetű tömegmozgást egymásba fokozatos átmenetet mutató folyamatnak tekinti. POSTMA (1984) két- és háromsztatú rétegeket, kisciklusokat, - mint pl. Kk+Hl vagy Hk+Hf+M, csuszamlás eredetű tömegmozgásokkal magyaráz, ahol a suvadási sebhelyből származó anyag mind lejtőirányban, mind vertikálisan (cikluson belül) osztályozódik, mialatt a suvadási pályán lefelé csúszik, és végül szintén üledéklebeny formájában rakódik le.

A sánc-hegyi összletben jelentős mennyiségű terrigén eredetű törmelékanyag és nagy mennyiségben megjelenő, az egyidős "selfről", sekély peremtengerből még konszolidáció előtt a mélybe került karbonátos anyag halmozódott át és keveredett a lejtőn már korábban nyugalmomba került üledékekkel. Ezek sem zárják ki a suvadásos eredetet, amennyiben feltételezhető, hogy a suvadások a selfperemig hátraharapóztak. Ismeretes, hogy relatív tengerszintesések is kiválthatják a self anyag mélybe halmozását, instabil, suvadásos-csuszamlásos lejtőviszonyok kialakulását. Ilyenkor azonban jelentős térfogatú mélytengeri képek megjelenésére számíthatunk a lejtő talpánál, amelyet egyelőre nem találtak meg a Piszkei Márgában, bár a késő eocénben (NP 18. zóna alján, cf. HAQ et al. 1987) is volt markáns eusztatikus eredetű tengerszintesés.

A sánc-hegyi durvatörmelékes összlet szinszediment vetőkkel preformált lejtőn lerakódó üledéklebenynek tekinthető, ahol a mozgást kiváltó ok egyaránt lehet tengerszint változás, lokális tektonikai mozgások vagy egyszerűen lejtő-instabilitás.

Posztüledékes szerkezetek

A szelvény négy főbb tektonikai egységre osztható (2. és 4. ábrák). Délről észak felé haladva a blokkokat egy délre dőlő lapos normálvető (III/IV.), egy függőleges eltolódás (II/III.), valamint egy északra dőlő normálvető (I/II.) határolja, utóbbinak is lehet eltolódásos komponense.

A két normálvető mentén a jellegnek megfelelő elvonzolódás látszik a rétegekben. A nagy vetőkön kívül számos kisebb, 10–200 cm elvetésű vető tagolja a rétegeket. A vetőlapokon karcok is megjelennek, dőlésirányúak vagy vízszintesek (IV.D. *fényképtábla*) és gyakori a kettő közötti átmenet (ferde karc, IV.C. *fényképtábla*) is. A dőlésirányú karcok normálvetőkhöz kapcsolódnak, a vízszintesek balos vagy jobbos eltolódások. A normálvetők csapása K–Ny-i, a balos eltolódásoké ÉNY–DK-i, a jobbosoké NYDNY–KÉK-i. A nagy vetők is ezeket az irányokat követik. A vetőkön kívül húzásos hasadékok is megfigyelhetők, jórészt a márga összletben. Kitöltésük általában rostos gipsz, csapásuk a normálvetőkével párhuzamos. A karcos vetők alapján kiszámítható a feszültségtér; illetve a maximális és minimális feszültségtengely, K–NY-i (KDK–NYÉNY) és É–D-i (ÉÉK–DDNY) irányú (5. ábra).

A posztüledékes deformáció korának kérdése a feltárásból magából nem oldható meg, távolabbi adatokat kell figyelembe venni. Valószínűleg a teljes szelvényt is K–NY-i, NYÉNY–KDK-i irányú vetők határolhatják, amelyek csapásban Mogyorósbánya felé folytatódhatnak. GIDAI et al. (1981) térképe szerint itt NYÉNY–KDK-i irányú, 100–300 m elvetésű vetők húzódnak, amelyek a sánc-hegyi vetők alapján normál-jobbos vetők lehetnek. Ha a korreláció igaz, a deformáció poszt-egri, legalább kora miocén.

A sánc-hegyihez hasonló posztüledékes deformációt az eocén és oligocén, sőt, eggenburgi képződményekben kissé távolabb is megfigyeltek. Ilyen terület a környező Gerecse (BADA 1994; BADA et al. 1996), a közeli Budai-hegység (FODOR et al. 1994), illetve a Darnó-zóna környéke (MÁRTON & FODOR 1995). Ezek alapján a posztüledékes deformáció az ottangit megelőzően jelent meg, legvalószínűbben az eggenburgiban.

Érdekes, hogy GIDAI et al. (1981) térképén a feltárástól közvetlenül NY-ra egy É–D-i csapású vető húzódik. Ezen vető lezökkent blokkjában jelenik meg a Sánc-hegy. Ez az É–D-i vető és a kapcsolódó árok dél felé Bajótig tarthat (GIDAI 1989). Ilyen vetőnek mikrotektonikai nyoma a feltáráásban nem mutatkozott. A nagy vetők BADA (1994) közeli mérései alapján K–NY-i tágulás hatására jöhettek létre. A törések térképéről leolvasható sorrendjéből (fiatalabb voltából), illetve BADA et al. (1996) alapján ezen É–D-i normálvető aktivitását a középső- késő miocénre tehetjük. Lehetséges, hogy a Duna hirtelen északra kanyarodását is közvetve ez a normálvető okozta, ugyanis az erodáló folyó a keményebb, levetett helyzetű konglomerátum-összletet elérve, a vetővel párhuzamosan kitérhetett.

Összefoglalás

A felső-eocén Piszkei Márgába települő sánc-hegyi sorozat egy karbonátos kifejlődésű sekély tenger és a mély medencét képviselő márga közötti, valószínűleg vetőkkel tagolt, lejtős térszínen, üledéklebenyként rakódott le, plasztikus, nagysűrűségű törmelékfolyások és zagyarak révén. Az üledékképződést valószínűleg tektonikai aktivitás kiváltotta sorozatos csuszamlás és suvadás indította el. A suvadási sebhelyek hátraharapózása elérhette a sekély, karbonátos üledékgyűjtőt, melyből az alig konszolidált mészszipa a mélybe került és közben keveredett a szárazulatról származó, normális körülmények között a "selfen" akkumulálódó törmelékkel. A felfelé durvuló szemcseméretű és növekvő rétegvastagságú, majd tendenciát váltó és csökkenő szemcseméretű és rétegvastagságú összlet a lebeny kialakulását, közeledését, majd távolodását és fokozatos elhalását jelzi.

A szelvény kétfázisú, posztüledékes deformációt is szenvedett. A korábbi, kora miocén fázis 4 blokkra tagolta a szelvényt, a szinszediment vetőkkel meg egyező csapású szerkezetek mentén, K-NY-i kompresszió és É-D-i tenzió hatására. A későbbi, középső- késő miocén K-NY-i tágulás folytán a szelvény egy É-D-i normálvető levetett blokkjába került.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként éles szemű kollégáknak, VARGA Péternek tartozunk köszönettel, aki a terepi észlelésekben és felvételezésben volt nélkülözhetetlen társunk. Ugyancsak a terepmunkát segítette SZABÓ Sándor és öreg Wartburgja. BALDI Tamásnak és BALDINÉ BEKE Máriának az ősmaradványok meghatározásáért és munkánk támogatásáért tartozunk köszönettel. KECSKEMÉTI Tibor és KÁZMÉR Miklós építő kritikai észrevételeit is köszönjük. Anyagi fedezetet az OTKA 1202., T015976. számú pályázata és az F. 014508 számú ifjúsági pályázata nyújtott.

Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesjfalu, Sánc Hill, Hungary)

Orsolya SZTANÓ – László FODOR

The Sánc Hill section is situated in the North-Pannonian megaunit of the Carpathian–Pannonian area (Fig. 1). The Sánc hill is the northernmost outcrop of the Transdanubian Paleogene Basin. Some boreholes in Slovakia revealed the continuation of this basin up to its northern fault-bounded margin, the Diósjenő fault. The outcropping Eocene sections represent the youngest – although eroded – member of the Bakony Eocene basin (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1985, 1990) and provide information about its sedimentological and structural character.

At the Sánc Hill road-cut, Nyergesújfalu and in the valley of the nearby Rábl-creek a series of conglomerate and sandstone appears as an approximately 30 m thick intercalation in the Piszke Marl (Figs 1, 2). The coarse-grained strata are characterized by an upward coarsening–thickening to fining–thinning lithological trend (Fig. 3). The age of the Piszke Marl is Priabonian (Late Eocene), proven by nannoplankton (NP18–19) and foraminifera (*Globigerapsis semiinvoluta* zone). The Piszke Marl contains fossils from various ecologic ranges of which plankton foraminifera, small thin-shelled molluscs, some solitary corals and some of the ostracodes indicate deposition at a bathyal depth. The coarse clastics contain coeval shallow marine fauna (*Nummulites*, *Discocyclus*, red algae, echinoids), semi-consolidated clasts of coeval shallow marine carbonates and extrabasinal hard blocks in part reduced to pebbles derived from well-known Mesozoic rocks. Most of earlier studies did not recognize the redeposited character of the shallow marine fauna; thus they placed the conglomerates and sandstones on the shelf of the littoral zone.

Six facies units were distinguished within the coarse-grained intercalation of the Piszke Marl (Figs 3 and 4). Millimetre to decimetre thick laminated marl (M) can be found mainly in the upper part of the section immediately above sandstone (Hf) layers. Fine-grained, laminated sandstone (Hf) is a few centimetres to metres thick and occurs above coarse-grained or pebbly sandstone (Hk). There are no graded beds, but small bi- or tripartite cycles of the above facies units. These beds may have been deposited from the tail of vanishing turbidity currents. Medium-grained to granule sandstone (Hl) occurs as 0.5–2 m thick strata above conglomerates (Kk, Ko). Well-developed horizontal lamination is the most characteristic structure; this is also emphasized by individual foraminifer shells and fine debris of molluscs in bed-parallel orientation. Only the upper part of the beds shows some gradation occasionally fine cross-lamination also appears there. This unit (Hl) is interpreted as Bouma T_b to T_c sequences made by relatively thick sandy turbidity currents. The majority of the conglomerate beds (Kk) overlays an erosional surface, are

badly-sorted from pebbles to boulders(!) and are mainly matrix supported. The matrix is the same as for the H1 sandstones, the clasts are partly extrabasinal, partly intrabasinal in origin, and intraformational rip-up clasts also occur. The larger the out-sized blocks, the more chaotic is the fabric which appears (mainly at the centre of the section, *Fig. 3*). In pebble to cobble conglomerates an almost clast-supported inversely graded basal zone is overlain by a thick zone of coarse-tail grading in sandy, matrix-supported conglomerates. Cohesive debris flows to high density turbidity flows may have occurred. The relatively organized basal zone of the beds may have been formed by gradual aggradation and hindered settling. Facies unit Kk is always overlain by H1. At the boundary of the conglomerates (Kk) and sandstones (H1) flow transformation (hydraulic jump?) and abrupt thinning of the flow may have occurred. In the lower and in the upper part of the section Kk is substituted by pebbly sandstone (Hk). Occasionally a clast-supported inverse- to normally-graded conglomerate (Ko) occurs (bed 13, *Fig. 4*) with weak imbrication to bed-parallel pebble orientation. This latter shows close resemblance to the nature of the H1 facies unit. The parent may have been a hyperconcentrated grain flow with transition to gravelly turbidity flows. In summary both the mixed shallow and deep marine fauna, both grain fabric and sedimentary structures clearly indicate submarine redeposition by gravity mass movements. The small thickness and areal extent of coarse-grained redeposited sediments infer only minor slumps on a submarine slope instead of a small fan.

In addition to soft-sediment deformation zones, synsedimentary faults and neptunian dykes are also present in the conglomerates and sandstones. A few beds (8, 9, 10, 11 and 12, *Fig. 4, table IV. A.*) were deformed (bent, sheared and almost torn) in a semi-consolidated state before deposition of bed 13. This plastic deformation of semi-consolidated sediments may have been induced by "brittle" faults in the bedrock below. The synsedimentary activity of two large normal faults is also suspected. On the southern wing of the roadcut, subsequent beds of the block IV. on *Fig. 2* show an upward decreasing angle of dip in the hangingwall of a listric fault. The northernmost fault (between blocks I. and II.) is a growth fault operated during deposition of bed 38 with decreasing intensity up to deposition of bed 39, resulting in different thickness of strata in the hangingwall and footwall. The observed synsedimentary faults and dykes are parallel with post-sedimentary normal faults and all show an approximately E-W strike. Thus the Late Eocene and the following stress fields was similar, characterized by E-W compression and N-S tension (*Fig. 5*). Similar synsedimentary Eocene deformation is known from the Buda and Gerecse Hills.

At the SÁnc Hill section there are some indications (by clast imbrication, onlap and pinching out of some beds, and dip of palaeoslope) of sediment transport direction from east to west and from south to north. This latter data is, however, in contrast with our present knowledge, with the centre of the bathyal Late Eocene basins lying to the south of the Gerecse Mts.

In summary, deposition must have occurred at a significant depth on a tectonically active slope between the shallow carbonate platform and the

bathyal basin. Coarse-grained depositional lobes may have been formed in connection with subsequent backstepping of slump-scars, thus causing the shelf break ("basin-margin break"). There is no direct evidence for relative sea-level drops initiating redeposition, but we believe this was primarily tectonically induced. It should be emphasized that this basin is in an intermediate position between the Bakony Eocene Basin which was at a bathyal depth already during the Bartonian to Early Priabonian. No synsedimentary features have yet been discovered and the Buda Eocene wick arrived just at the time of the bathyal realm shows remarkable synsedimentary evolution.

Postsedimentary faults seen in the roadcut are mostly of Early Miocene, similar to those found in the Gerecse, the Buda Mts. and in Northern Hungary. The cliff itself may have been formed by erosion by the Danube, thus exposing the resistant hanging wall of a N-S trend to a Middle to Late Miocene fault.

Irodalom – References

- ALEXANDROWSKY, P., SLIWINSKI, W., WOJEWODA, J. 1986: Frontally and surficially fluidised slump to debris flow sheets in an alluvial sequence. – In: TEISSEYRE A.K. (ed.): 7th IAS Excursion Guide book, 9–23.
- ÁRGYELÁN, G., FOGARASI A. (eds) 1995: Upper Cretaceous and Paleogene of the Transdanubian Central Range. – Excursion Guide, MÁFI, 98 p.
- BADA G. 1994: A paleofeszültségterjfejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. (Evolution of the paleostress field in the Gerecse Hills and their southern and southeastern vicinity). – Egyetemi szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, (Master thesis, Eötvös Univ.), 147 p. (in Hungarian).
- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B., TIMÁR G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mts., N. Hungary. – *Tectonophysics* 255, 269–290.
- BÁLDI-BEKE, M. 1984: The nannoplankton of the Transdanubian Palaeogene formations. – *Geologica Hungarica Ser. Pal.* 43, 1–307.
- BÁLDI-BEKE, M., BÁLDI, T. 1985: The evolution of the Hungarian Palaeogene basins. – *Acta Geologica Hungarica* 28, 5–28.
- BÁLDI-BEKE M., BÁLDI T. 1990: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete (Subsidence history of the Bakony Eocene basin). – *Általános Földtani Szemle* 25, 83–118.
- BÁLDI-BEKE, M., BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene Basin in Western Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoecology & Palaeoclimatology* 88, 25–52.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HOVÁTH, F., KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics*, 208, 221–241.
- FODOR, L., MAGYARI, A., KÁZMÉR, M., FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. – *Geologische Rundschau* 81, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation of the Buda hills, Hungary. A new interpretation of the Buda line). – *Földtani Közlemény* 124, 129–305 (in Hungarian with extended English abstract).
- FODOR L., SZTANÓ O., VARGA P. 1990: Lejtőcsuszamlásos formák a gerecsei felső-eocén Piszkei Márgában (Redepositional slope structures in the Upper Eocene Piszke Marl, Gerecse Mts.). – Kézirat, ELTE Földtani Tanszék (Manuscript, Eötvös Univ.), 15 p. (in Hungarian).
- GIDAI L. 1968: A Nyergesújfalu-29. sz. fúrás földtani eredményei. (Geologische ergebnisse der Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29). – *MÁFI Évi Jelentése 1966-ról*, 141–145 (in Hungarian with German abstract).

- GIDAI, L. 1971: Les données fournies par la révision géologique de quelques affleurements éocènes classiques de la région nord-est de Transdanubie. – *MÁFI Évkönyve* 54/1, 79–97.
- GIDAI L. 1989: Az alsó-eocén barnakőszéntelepek kifejlődési viszonyai Bajót környékén. (Formation conditions of the Lower Eocene brown coal seams in the Bajót environs). – *Földtani Közlöny* 119, 45–57 (in Hungarian with English abstract).
- GIDAI L., NAGY G., SÍPOSS Z. 1981: A Dorogi-medence földtani térképe, 1: 25 000 (Geological map of the Dorog Basin). MÁFI.
- HANTKEN M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. (Geology of the neighbourhood of Lábatlan). – *Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* 4, 48–56 (in Hungarian).
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnakőszén terület földtani viszonyai (Geology of the Esztergom coal district). – *Földtani Intézet Évkönyve* 1, 3–140 (in Hungarian).
- HAQ B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. – *Science* 235, 1156–1167.
- KERCSMÁR Zs. 1995: A Tatabányai medence keleti peremének őskörnyezeti rekonstrukciója és tektonosedimentológiai vizsgálata. (Paleoenvironmental reconstruction and tectonosedimentological investigation of the eastern margin of the Tatabánya basin). – Szakdolgozat, ELTE Öslénytani Tanszék, (Master's thesis, Eötvös Univ.), 120 p. (in Hungarian).
- KNELLER, B.C., BRANNEY, M.J. 1995: Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. – *Sedimentology* 42/4, 607–616.
- KUN-JÁGER E., VARGA B., BAJNÓCZI B. 1996: A Héreg-Tarjáni-medence szerkezete. (Structure of the Héreg-Tarján basin). Tudományos Diákköri dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék (Student works at the Eötvös Univ., Dept. Applied and Envir. Geol.), 120 p. (in Hungarian).
- LESS Gy. 1987: Az európai Orthophragminák őslénytana és rétegtana. (Paleontology and stratigraphy of the European orthophragminae). – *Geologica Hungarica, Ser. Pal.* 51, 373 p.
- LOWE, D.R. 1982: Sediment gravity flows II: depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297.
- MAGYARI Á. 1994: Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi hegyekben. (Late Eocene transpression in the Buda hills). – *Földtani Közlöny* 124, 155–173 (in Hungarian with English abstract).
- MÁRTON, E., FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. – *Tectonophysics* 242, 99–114.
- MONOSTORI, M. 1982: Stop 1, 2, 3 – In: BÁLDI, T., HORVÁTH, M., KÁZMÉR, M., MONOSTORI, M., NAGYMAROSY, A., VARGA, P. 1983: The Terminal Eocene Events. Field Guide to Late Eocene (Priabonian) Early Oligocene (Kiscellian) Profiles of Hungary. – Visegrád Meeting, Eötvös University, Dept. Geol., 5–18.
- MUTTI, E. 1992: Turbidite sandstones. – AGIP, Instituto di Geologia, Università di Parma, 275 p.
- POSTMA, G. 1984: Mass flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, southeastern Spain – In: KOSTER, H.E., STEEL, R.J. (eds), Sedimentology of gravels and conglomerates, *CSPG Memoir*, 237–258.
- RUFKE, N.A. 1978: Deep clastic seas – In: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 372–415.
- STOW, D.A. 1988: Deep clastic seas – In: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies* 2nd edition, 399–444.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. – *Geologica Hungarica Ser. Geol.* 9, 314 p.
- TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Palaeogene flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. – *Tectonophysics* 226, 433–455.
- VOGL M. 1910: A piszkei bryozás márga faunája. (Bryozoa fauna of the Piszke Marl). – *Földtani Intézet Évkönyve* 18, 175–204 (in Hungarian).
- WALKER, s.R.G. 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans. – *Assoc. American Petroleum Geologists Bulletin* 62, 932–966.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I.

- A. Vastagpados homokkő rétegek (turbiditek), majd konglomerátum-homokkő sorozat települ lemezes elválású márgára a Sánc-hegyi útbevágás III. tektonikai blokkjában. A kép északi (bal) szélén közel függőleges helyzetű, valószínűleg jobbos vető húzódik
Thick-bedded turbidites and conglomerate-sandstone couplets follow on laminated marl in the III. tectonic block, Sánc Hill road cut. At the northern (left) edge of photo a vertical fault plane is visible (supposed dextral)
- B. Keresztrétegzett homokkő a III. blokkban (MUTTI 1992, F9 jelű turbidit fáciesének felel meg). A felvétel bal szélé nyugati, jobb szélé keleti irányú
Close up of cross-bedded sandstone facies (F9 sensu MUTTI 1992) in block III. The left side of the photo is to the west, the right is to the east
- C. Szemcsevázú konglomerátum (Ko, 13. réteg) zsindeyesen álló nummuliteszekkel ÉK–DNY-i szállítást (balról jobbra) jelez
Clast-supported conglomerate bed (Ko facies unit, bed no.13) imbrication of large Nummulite tests indicate transport from left to right (from NE to SW)
- D. Szemcsevázú, rendezett szövetű konglomerátum (Ko, 38. réteg) K–NY-i szállítást (jobbról balra) jelez
Clast-supported, imbricated conglomerate bed (Ko facies unit, bed no. 38) indicates transport from right to left (from E to W)

II. tábla – Plate II

- A. Konglomerátum (Kk fácies-egység, 39. réteg) durvaszemcsés homokkő mátrixszal, közel egyidős homok "lepényekkel" (nyilak)
Conglomerate (facies unit Kk, bed no. 39) with very coarse-grained sandstone as a matrix, and coeval sand "clasts" (arrows).
- B. Inverz gradáció a kaotikus szövetű konglomerátumban (Kk fácies-egység, 37. réteg déli elvégződésénél)
Inverse grading at the southern part of the bed 37. (KK disorganized conglomerate facies unit)
- C. A 37. réteg kaotikus szövetű konglomerátumában két kiugró méretű eocén homokkő görgeteg (kalapáctól balra felfelé) és egy függőlegesen álló triász mészkő kőtömb (kalapács alatt) található
Outsized clasts are of Eocene sandstone cobbles (left and above hammer) and a Triassic limestone boulder (below the hammer) in bed 37. (Kk facies unit).
- D. Kaotikus szövetű, osztályozatlan, mátrixvázú, extra- és intraklasztokat tartalmazó konglomerátum (37. réteg)
Disorganized, poorly sorted, matrix-supported conglomerate (bed no. 37) with extra- and intraclasts.

III. tábla – Plate III

- A. Félig-konzolidált állapotban áthalmozott eocén nummuliteszes mészkő (ceruzánál) és felette faunás eocén márga klaszt (nyíl) úszik durva homokos mátrixban (Kk fácies-egység)
Eocene limestone with oriented Nummulites (shown by the pencil) and Eocene fauna-rich marl above it (arrowed) was redeposited in semi-consolidated state and is surrounded by coarse sandy matrix (facies unit Kk)
- B. Fűrökagylónyomos triász bitumenes-dolomitos mészkő tömbje (37. réteg).
Large boulder of triassic bituminous dolomitic limestone was drilled on sea-shore before redeposition (Bed 37.)

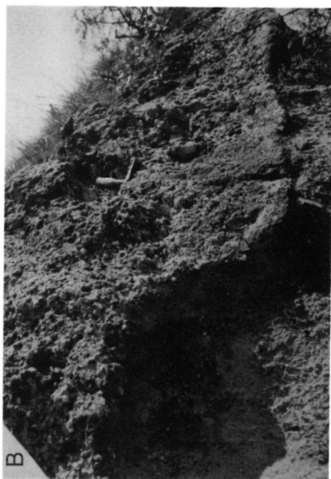
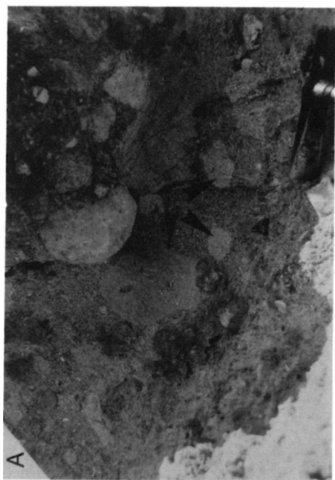
IV. tábla – Plate IV

- A. Konglomerátum (9, 11.) és homokkő (8, 10.) rétegek kivékonyodása plasztikus nyírási zónában (nyilak), amelyet a 13. konglomerátum réteg már érintetlenül lefed (háromszögek). A 9-es réteg kivékonyodását a nyilak jelzik. A felvétel bal széle észak, jobb széle déli irányú
Pinching of conglomerates (bed 9, 11.) and sandstones (bed 8, 10.) in a plastic shear zone (arrows). Deposition of bed no. 13 postdates the deformation (triangles). The thinning of the bed 9. is marked by arrows. The left side of the photo is to the north, the right is to the south
- B. Az I. és II. blokkot elválasztó nagy szin- és poszt-szediment vető.
 Értelmezését lásd a 4. ábrán
Large syn- and post-sedimentary fault between blocks I. and II. Compare to figure 4.
- C. Ferde karc homokkővön a III. blokkban (200/77, pitch 60E). A mérce 10 cm hosszú
Oblique slicken-sides on sandstone in block III. (200/77, pitch 60E). Scale is 10 cm
- D. A karcok és kalcitlépcsők balos vízszintes elmozdulást jeleznek a III. blokk homokkővén (228/68, pitch 14N). A mérce 10 cm hosszú
Left-lateral strike slip is indicated by horizontal slicken-sides and calcite fibres in block III. (228/68, pitch 14N). Scale is 10 cm

I. tábla – Plate I.



II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV.

