

A Balaton alatti pannóniai rétegeket mintázó TFM–1/13 kutatófúrás komplex vizsgálatának eredményei

VISNOVITZ Ferenc¹*, HORVÁTH Ferenc^{1,2}, SURÁNYI Gergely^{1,3}, MAGYARI Árpád⁴, Karin SANT⁵, CSOMA Vivien⁶, Michal ŠUJAN⁷, Régis BRAUCHER⁸, MAGYAR Imre⁹, SZTANÓ Orsolya¹⁰, TIMÁR Gábor¹

¹ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester utca 4.

³MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

⁴MOL Nyrt., 1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18.

⁵Paleomagnetic Laboratory 'Fort Hoofddijk', Budapestlaan 17, 3584 CD, Utrecht, The Netherlands

⁶ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C

⁷Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava, Slovakia

⁸Aix-Marseille Université, CEREGE, CNRS UM 34, F-13545 Aix-en-Provence, France

⁹MTA–MTM–ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, Magyar Természettudományi Múzeum, H–1431 Budapest, POB 137.

¹⁰ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C

*e-mail: visnovitz.ferenc@gmail.com

Results of the TFM–1/13 exploration borehole sampling of Pannonian strata below Lake Balaton

Abstract

The correlation of high-resolution water seismic profiles measured at Lake Balaton and Pannonian strata in outcrops and boreholes around the lake has been the subject of research for nearly 30 years. The first attempt to find a correlation was presented by SACCHI et al (1998, 1999). They suggested that the silicified carbonate cones (i.e. the “geyserites” mentioned by LÓCZY 1913) exposed in the Tihany peninsula could be associated with characteristic high-amplitude mounded features identified on seismic profiles.

These mounds are situated at the top of a seismic unconformity, formerly interpreted as a sequence boundary (Pan–2). To test this correlation a drilling was performed in the eastern basin of Lake Balaton in order to collect samples from one of the mounds and the underlying beds. Core samples showed lithological features similar to the Fehérpárt section of the Tihany Member — i. e. clays and siltstone — but no silicified carbonates were found. Based on their seismic geometry, this paper interprets the mounds as slumps that formed in the prodelta of progradational delta lobes deposited between 8.4–8.7 Ma in the *Lymnocardium decorum* biochron. Gamma-intensity and susceptibility measurements combined with observed lithological features and seismic data also revealed the bottom of these slumps. This bottom is characterized by mollusc shell fragments and centimetre-scale, soft-sedimentary deformations.

The drill penetrated the Pan–2 horizon, which turned out to be a sharp boundary between clayey and sandy sediments. Borehole isotope ages and reverse magnetic polarity of the core suggest that the formation of this horizon occurred during the C4Ar (9.1–9.8 Ma) chron. Thus it appears to be much older than 7.9 Ma, as was earlier suggested by HORVÁTH et al. (2010).

Keywords: lake drilling, Lake Balaton, Pannonian strata, mounded feature, sheet slumping, geyserite cones

Összefoglalás

A Balaton-környéki fúrások, feltárások és a nagyfelbontású vízi szeizmikus szelvények által leképezett üledékek közötti rétegtani korreláció közel 30 éve képezi kutatások tárgyát. A parti és víz alatti rétegsor illesztésére elsőként SACCHI et al. (1998, 1999) adtak korrelációs javaslatot, amely szerint a Tihanyi-félsziget kovás, édesvízi mészkövei (LÓCZY 1913 gejíritjei) a Balaton alatt is megtalálhatók, és ott mint jellegzetesen nagy amplitúdójú reflexiókkal határolt buckás alakzatok ismerhetők fel. A szeizmikus szelvényeken a buckás alakzatok által kijelölt felszín egy harmadrendű pannóniai szekvenciahatáráként (Pan–2) értelmezték.

A fenti értelmezés ellenőrzésére mederfúrást végeztünk a Balaton keleti medencéjében, és magmintát vettünk a kérdéses rétegtani szintben elhelyezkedő egyik buckából, és néhány méter vastagságban az alatta lévő rétegekből. A fúrás a tihanyi Fehérpárt rétegeihez hasonló, agyagos–homokos képződményeket harántolt, vagyis nem támasztja alá SACCHI et al. (1999) felvetését. Az agyagos képződményekből álló buckákat szeizmikus geometriájuk tükrében olyan csuszamlási szerkezeteként értelmezzük, melyek a területet feltöltő progradáló deltalebenyek előterében keletkeztek, mintegy 8,4–8,7 millió éve, a *Lymnocardium decorum* biokronban. A fúrómagon végzett természetes gamma-intenzitás, mágneses szuszceptibilitás mérések és üledékföldtani vizsgálatok eredményeit a vízi szeizmikus szelvényekkel összevetve sikerült azonosítani a csuszamlásos szerkezetek talpát is. Ez a szeizmikus felület egy molluszkatöredékekkel és centiméteres üledékes deformációkkal jellemezhető réteg, amelyhez a természetes gamma- és a mágneses szuszceptibilitás szelvényekben is észlelhető változás társul.

A fúrás harántolta a Pan–2 horizontot is, amely a rétegsorban a mélyebben fekvő homokos és a rátelepülő agyagos képződmények éles határaként jelentkeznek. E határ alatti üledékek a Be-izotópos koradatok és reverz mágneses polaritásuk alapján a C4Ar (9,1–9,8 M év) kronban keletkezettek, tehát úgy tűnik sokkal idősebbek, mint a korábban HORVÁTH et al. (2010) által becsült 7,9 millió év.

Tárgyszavak: mederfúrás, Balaton, pannóniai emelet, buckás alakzat, rétegcsumamlás, geozirítókúpok

Bevezetés

A Balaton területén CSERNY & CORRADA (1989, 1990) úttörő méréseit követően 1993 óta folynak nagy- és ultranagy felbontású vízi szeizmikus kutatások, melyek eredményeként mára egy közel 2000 km összhosszúságú, 2D vonalakból felépülő óriási adatbázis jött létre (TÓTH et al. 2010, BALÁZS et al. 2013, VISNOVITZ et al. 2013). A különböző felbontású szeizmikus szelvények segítségével egyedi módon vizsgálhatóak a Balaton medencéjének holocén–késő-pleisztocén üledékei és az alattuk szögdiszkordanciával és jelentős rétegtani hiánnyal települő, kb. 8–10 millió éves, késő-miocén (pannóniai) kőzetek. A szeizmikus adatok a nagy felbontásnak köszönhetően a térség neotektonikai szerkezeteinek részletes térképezésére is lehetőséget nyújtanak (BADA et al. 2010, VISNOVITZ et al. 2015a).

A Balatont lefedő szeizmikus anyag értelmezésével számos tanulmány foglalkozott (SACCHI et al. 1998, 1999, SZTANÓ & MAGYAR 2007, BADA et al. 2010, HORVÁTH et al. 2010, NOVÁK et al. 2010, ZLINSZKY et al. 2010, SZTANÓ et al. 2013a). Ezek a vizsgálatok a szeizmikus szelvényeken látható geometria (horizontok, vetők) értelmezésére koncentráltak, és eredményeiket a tó közeli fúrások és feltárások rétegsoraival, valamint a tó környékének geomorfológiai és szerkezetföldtani adottságaival vetették össze. A teljes földtani és ökoszisztémái rekonstrukcióhoz, illetve a folyamatok időbeli elhelyezéséhez azonban közvetlen földtani adatokra is szükség van. A Balaton partközeli 0,5–2 km-es sávjában a szeizmikus leképezést a sekély vízmélység és a partok közelében jelentkező iszapgázok akusztikus árnyékoló hatása (VISNOVITZ et al. 2015b) megakadályozza, emiatt a parti fúrások és feltárások szeizmikus szelvényekkel való korrelációja egyelőre nem elég pontos.

A tó területén a negyedidőszaki üledékek jellemzéséhez értékes földtani információt szolgáltatnak a MÁFI 1980–90-es években mélyített sekély fúrásai, az ún. „Tó-fúrások” (CSERNY 2002). Ezek azonban legfeljebb néhány méter vastagságban harántolták a kvarter alatti pannóniai képződményeket, így azokról igen kevés ismeretet nyújtanak. A felhozott pannóniai mintákon kormeghatározás nem történt, a rövid magszakasz miatt a fúrómagok korrelációja a parti szelvényekkel fel sem merült. A fentiek tükrében a szeizmikus szelvényeken látható pannóniai rétegsor időbeli elhelyezéséhez, ciklicitásának és üledékképződési folyamatainak megértéséhez a Balaton alatti pannóniai üledékek célzott mintázása volt szükséges.

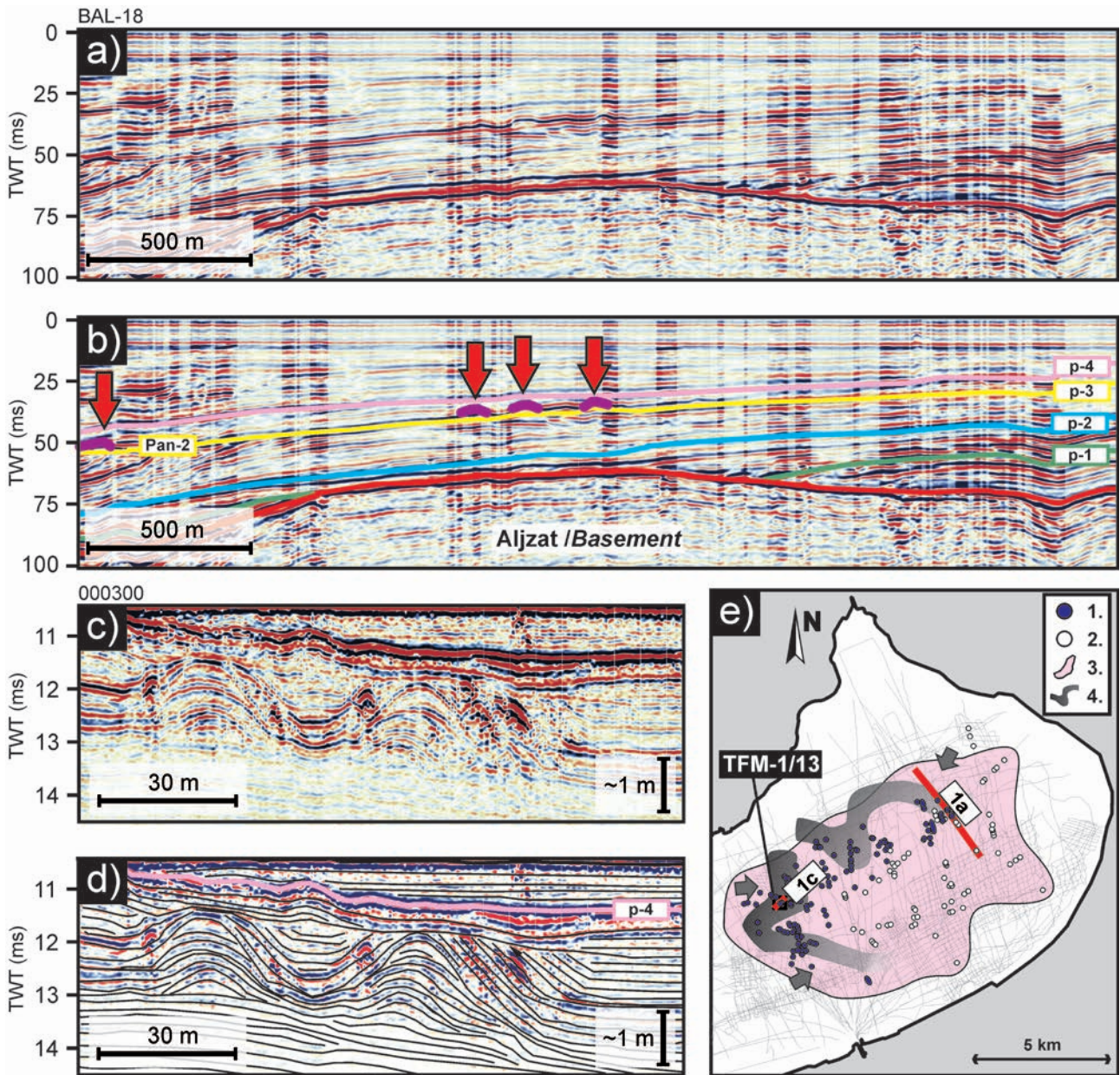
A vízi szeizmikus szelvényeken azonosítható pannóniai horizontok időbeli elhelyezése jelenleg egy szeizmikus horizont és egy, a Tihanyi-félszigeten megfigyelhető, feltételezhetően eróziós felület korrelációján alapul. Ez a felület a pannóniai sziliciklasztos üledékek (Tihanyi Tagozat), és

az azokra közvetlenül települő vulkanit és/vagy édesvízi mészkőkúpok („geozirít”, LÓCZY 1913) között húzódik (SACCHI et al. 1999). SACCHI et al. (1999) majd később HORVÁTH et al. (2010) geometriai megfontolások alapján ezt a harmadrendű szekvenciahatárként értelmezett felületet (Pan–2) a szeizmikus szelvényeken is felismerni vélték, és korát 8,7 millió évesnek (SACCHI et al. 1998), majd később a rátelepülő vulkáni képződmények nagy pontossággal ismert radiometrikus korával (7,96±0,3 M év, WIJBRANS et al. 2007) azonosnak gondolták (HORVÁTH et al. 2010).

Az 1993-as nagyfelbontású szelvényeken a Pan–2 horizont helyét egy adott rétegtani szintben sorakozó, általában nagy pozitív amplitúdójú reflexiókkal jelentkező buckás alakzatok alatt, egy reflexióelvégződések mentén kirajzolódó felületen jelölték ki. A buckás alakzatokat a Tihanyi-félsziget analógiájára mint kovás, édesvízimész-kúpok („geozirít”) értelmezték, és a szárazulati kitettséggel, így a szekvenciahatár egyértelmű bizonyítékának tartották.

A buckás alakzatokat a 2005-ös többcsatornás és a későbbi, nagyobb felbontású egycsatornás szelvények is leképezték a Balaton keleti medencéjében (1. ábra). Ez lehetővé tette a kapcsolódó rétegtani szint és a buckák elterjedésének térképezését (1. ábra, e). A szeizmikus horizontok korrelációja alapján a kérdéses nagy amplitúdójú objektumokat sikerült az ultranagy felbontású szelvényeken is azonosítani (1. ábra, c, d), és ezáltal olyan célterületet kitzúzni, ahol az „édesvízi mészkő” kúpokon alapuló rétegtani hipotézis sekély (< 50 m) fúrással ellenőrizhető (VISNOVITZ et al. 2014). Az ultranagy felbontású szeizmikus szelvények feltárták a buckás alakzatok belső struktúráját is (1. ábra, c, d), emellett rámutattak, hogy a kérdéses alakzatok nem mindenhol települnek közvetlenül a Pan–2 felszínre, hanem többnyire valamivel felette, de még ugyanabban a szeizmikus rétegtani egységben helyezkednek el. Mivel a buckák belső szerkezete jól magyarázható volt egy héjasan felépülő „édesvízimész-kő-forráskúp” modellel, a korreláció megerősítése érdekében a buckákat felépítő anyag fúrással történő mintázása mellett döntöttünk. A fúrást (TFM–1/13) egy előzetes szeizmikus felmérést követően 2013 októberében valósítottuk meg.

Jelen tanulmány célja a tó alatti buckák egyikét harántoló sekélyfúrás (TFM–1/13) rétegsorának bemutatása, valamint a fúrómagokon végzett geofizikai (természetes gamma-intenzitás, mágneses szuszceptibilitás), mágnesrétegtani és Be-izotópos vizsgálatok eredményeinek ismertetése. Az új eredmények fényében kísérletet teszünk a buckás alakzatok eredetének magyarázatára és a képződmények korának meghatározására. A fúrásban található rétegsort és a koradatokot összehasonlítjuk a Pan–2 felszín mentén mutatkozó jellegzetességekkel is, és vizsgáljuk az ezen felszín segítségével végzett rétegtani korreláció helytállóságát.



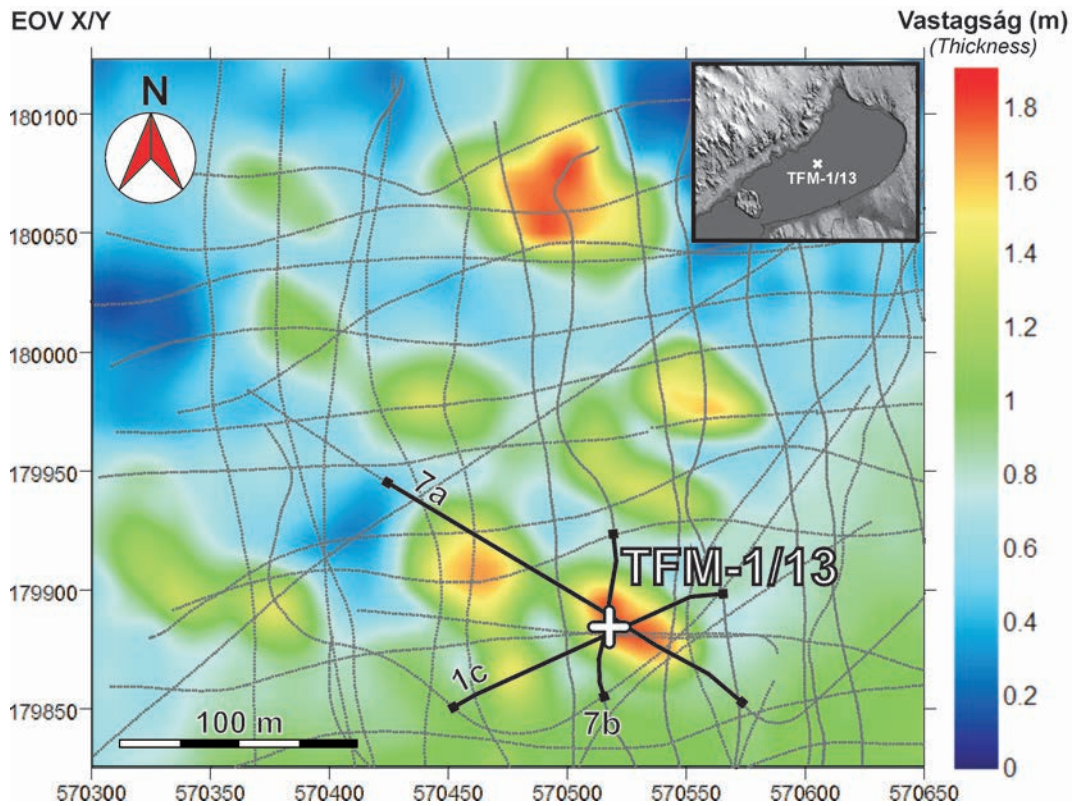
1. ábra. A Balaton alatti buckás alakzatok szeizmikus képe és elterjedése a Balaton keleti medencéjében (VISNOVITZ et al. 2014). a)-b) Buckák a Pan-2 szeizmikus horizont felett egy nagyfelbontású, többcsatornás szeizmikus szelvényen, c)-d) A buckák ultranagy felbontású szeizmikus képe és belső szerkezetének vonalas értelmezése, e) A buckás alakzatok előfordulása a vízi szeizmikus adatok alapján. 1 – bucka ultranagy felbontású szelvényen, 2 – bucka nagyfelbontású szelvényen, 3 – a buckák előfordulási területe, 4 – a deltalejtő szeizmikus szelvények alapján feltételezhető lefutása a buckák keletkezése idején. p-1 – p-4: deltaciklus-határok a pannóniai üledékekben

Figure 1. Mounded features and their distribution in the eastern sub-basin of Lake Balaton (VISNOVITZ et al. 2014). a)-b) Mounds above Pan-2 horizon on a high-resolution multichannel seismic profile. c)-d) Mounds in ultra-high resolution seismic profile and the interpretation of their inner structure. e) Occurrence of mounded features based on seismic surveys. 1 – mound on ultra-high resolution profiles, 2 – mound on high-resolution profiles, 3 – area of mound occurrences, 4 – supposed position of delta front in the time of mound formation based on seismic profiles. p-1 – p-4: boundaries of consecutive deltaic cycles in Pannonian strata

A mederfúrás kitűzése és az alkalmazott fúrási technológia

A buckás alakzatokat mintázó fúrás kitűzését sűrű hálózatban elvégzett, ultranagy felbontású szeizmikus szelvényezés előzte meg. A szelvényhálót egy olyan célterületen vettük fel, amelyen a korábbi mérések alapján a buckákat sekély mélységben és jó minőségben sikerült leképezni. A mérés Alsóörs előtt, az északi parttól mintegy 3,5 km-rel D-i

irányban, egy kb. 400×400 méteres területen, 40×40 méteres rácshálóban történt. Az új „kvázi 3D” szeizmikus blokkban térképeztük a buckás alakzatok talpát és felső burkoló görbéjét, majd képeztük a kettő közötti rétegtani egység vastagságát (2. ábra). A vastagság térképen 1–2 méter vastag, 1500–4000 m² területű, ÉNy–DK irányban kissé megnyúlt, ovális objektumok rajzolódtak ki. A fúrás helyét a térképezett terület déli részén található, nagyjából 2500 m² területű, legmagasabb buckára tűztük ki, két szeizmikus



2. ábra. A buckák elterjedése és vastagsága a vizsgálati területen a 2013-as ultranagy felbontású szeizmikus szelvényháló alapján
 Figure 2. The shape and thickness of the mounds at the study area based on ultra-high resolution seismic survey of 2013

szelvény metszévonalában. A fúrás EOV koordinátái X=570516,9; Y=179890,6 voltak.

A fúrást 2013. október 14–15-én, DGPS segítségével pozicionált és jól lehorgonyzott uszályról végeztük el a Geovil Kft. és az Óriás Line Kft. közreműködésével. A fúrás M.I.9 típusú fúrógéppel történt, a magmintát Geobor-S típusú mintavevő fej segítségével, zárt PVC csövekbe emeltük ki. A fúrás 0 métere a Balaton aktuális vízszintjében (104,28 mBf) lett meghatározva, talpmélysége 19,5 méter volt. A kb. 4,4 m víz alatt a mintavételhez szükséges fenékszárásig 4,6 m üledéket fúrt át a fúró. A pannóniai rétegsorból, 9,00 és 19,5 méter között 1,5 méteres szakaszokban (M1–M7), összesen 6,64 méter magot nyertünk (63%-os magkihozatal). A fúrást az időközben megváltozott időjárási viszonyok és a magcső megszorulása miatt tovább mélyíteni nem lehetett.

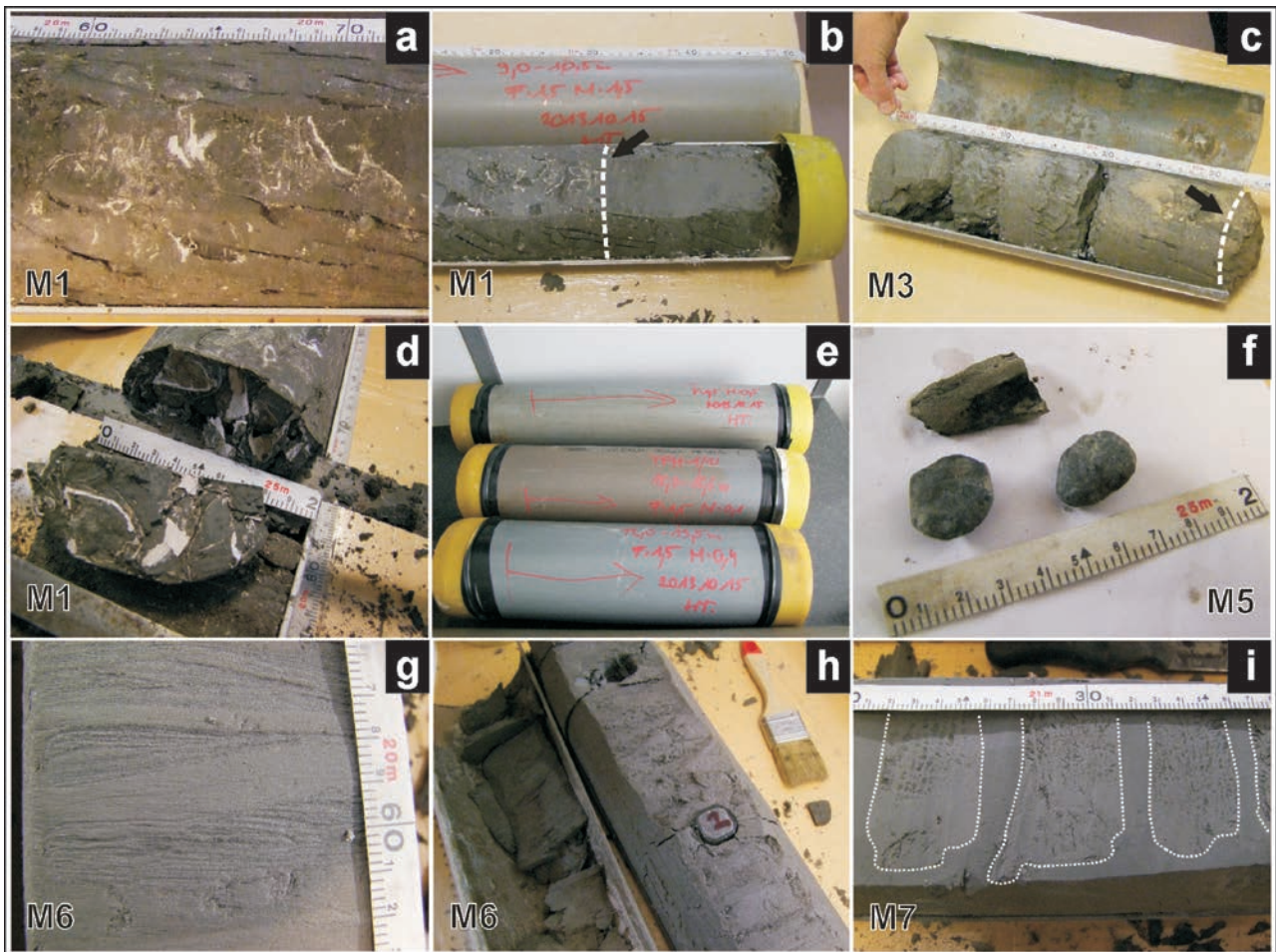
A TFM-1/13 fúrás rétegsora

A fúrás sötétszürke, finomhomokos, aleuritos, helyenként szénült növényi maradványokat, illetve molluszkahéjakat és azok törmelékét tartalmazó agyagot, aleurolitot és szerkezetmentes, illetve párhuzamos-lemezes vagy keresztlemez finom–aprószemcsés homokot harántolt (3–4. ábra). A rétegsorban négy nagyobb kifejlődés volt elkülöníthető:

I. 9,00–12,35(?) m: Sötétszürke, molluszkahéjakat és azok törmelékét tartalmazó, szerkezetmentes agyagra települ (3. ábra, a), mely szürke–sötétszürke aleuritos agyagra települ (3. ábra, b). Talpa éles, egyenetlen felület, melynek mélysége a maghiány miatt nem volt pontosan megadható. A kifejlődés talpa valahol 12,35 m és 13,48 m között húzódik (3. ábra, c). Néhány nap száradás után az agyag és az aleuritos agyag határán cm-es nagyságú, lángalakú, üledékes deformációs szerkezetek körvonalai rajzolódtak ki.

Az egységben jól kivehető molluszkahéjas szintek 9,20 m-nél, 9,55–9,83 m és 10,28–10,32 m között, valamint 10,90 m-nél azonosíthatók. Az őslénytani vizsgálatokhoz mintát a 9,50–9,75 m között található szintből vettünk, ahol a milliméter méretűre darált héjtöredékek mellett, cm nagy, ép, de rossz megtartású teknők is előfordultak (3. ábra, d). 10,94 m-nél a mag külső részén 1–1,5 cm átmérőjű, sötétszürke, aprószemcsés homokkavicsok voltak, melyek a mag palástjára feltehetőleg csak technológiai okokból kerültek. A rétegtani szintet az M1 (9,0–10,5 m; magkihozatal: 1,5 m), M2 (10,50–12,00 m; magkihozatal 1,5 m), és az M3 (12,00–13,50 m; magkihozatal: 0,37 m — 3 db, egyenként 7, 14 és 15 cm-es szakaszban) fúrómagok mintázták (3. ábra, e).

II. 12,35(?)–16,50 m: Gyengén–közepesen osztályozott, sárgásbarna (M3 mag alján), majd szürke, csillámos, agyagos–aleuritos, finom–aprószemcsés homok, amely helyenként szénült növényi maradványokat, valamint 13,50–15,00 m között cm nagyságrendű üledékes deformációkat tartalmaz.



3. ábra. A TFM-1/13 mederfúrás fúrómagjának különböző szakaszai. a) Szürke, héjtöredékekben gazdag, szerkezetmentes agyag az M1 mag felső részéből. b) A szürke, héjtöredékekben gazdag, szerkezetmentes agyag és a sötétszürke aleuritos agyag határa az M1 mag alsó szakaszában. c) Az M3 mag – a fehér szaggatott vonal az aleuritos agyag és az alatta települő sárgásbarna finomszemcsés homok határát jelzi. d) Az őslénytani vizsgálatok mintavételi helye (M1 mag, 9,50–9,75 m). e) Magok zárt PVC csövekben. f) Kavics az M5 magszakaszból. g) Keresztlemezis finom–aprószemcsés homok az M6 magban. h) Mintavétel magnetostratigráfiához az M6 magból. i) Lencsés-hurkás agyagbenyomulások az M7 magban

Figure 3. Core segments of TFM-1/13 borehole a) Grey, unstratified clay with mollusc shell fragments in M1 core. b) Boundary of the grey unstratified clay and dark grey silty clay in the bottom of M1 core. c) M3 core – white dashed line indicate the boundary of silty clay and brownish fine-grained sand. d) Sampling place for biostratigraphy (M1 core, 9.50–9.75 m). e) Cores in PVC tubes. f) Gravels from the M5 core. g) Cross-laminated fine to very fine grained sand in M6 core. h) Sampling for magnetostratigraphy in M6 core. i) Clay imbedding/lenses in M7 core

Utóbbi deformációk 0,5–3 cm vastag, megnyúlt, deformált agyaglencsék betelepüléséhez kötődnek, melyek mélyebbről vett fúrómagok bélyegei alapján vélhetően a fúrési technológia eredményei. A rétegtani szintből a magkihozatal nagyon alacsony volt. A mintákat az M3 mag alsó kb. 1 cm-e, valamint az M4 (13,50–15,00 m, magkihozatal 0,50 m — 3 db, egyenként 27, 18 és 5 cm szakasz) és M5 (15,00–16,50 m, — 2 db, egyenként 5–5 cm-es szakasz) magok tartalmazzák. Az M5 magszakaszban 3 db aprószemcsés, csillámos homokkavicsot találtunk (3. ábra, f). A kavicsok anyaga, kerekítettsége és felületük mállottsága alapján feltételezhető, hogy azok a pannóniai rétegsort elnyeső eróziós felszínnél található kavicsos rétegből (CSERNY 2002, MÁRTON et al. 2007), a fúrás során kerülhettek a magcső alá.

III. 16,50–18,87 m: Szürke–világosszürke, párhuzamos-lemezis, illetve keresztlemezis, csillámos, aleuritos, közepesen osztályozott, finom-, aprószemcsés homok (3.

ábra, g), helyenként aleurolit-, illetve agyagbetelepülésekkel, melyek közül utóbbi főleg a fúrás talpán volt jellemző. A kifejlődés anyagát az M6 (16,50–18,00 m, magkihozatal 1,15 m) és az M7 (18,00–19,50 m, magkihozatal 1,5 m) magszakaszok tartalmazzák, melyekből magnetostratigráfiai vizsgálatokhoz mintavétel történt (3. ábra, h). Az M6 mag talpának és az M7 mag tetejének azonos bélyegei miatt feltehetőleg a két alsó mag egymás közvetlen folytatása. A réteget az M7 magnál a magcső mentén több cm-es, de változó vastagságú, hullámzó falú, szürke–sötétszürke agyagpalást vette körbe, amely 5–15 cm-es közönként összeér, 2–5 cm vastag, látszólagos, hurkás illetve lencseszerű betelepülésekhez hasonlítva (3. ábra, i). Feltehetően a fúrás során a mag alsó szakaszán található szerkezetmentes agyag folyósodhatott, és a magcső fala benyomult a homokba. Utóbbi a fúrást megnehezítő hullámzás is segíthette.

IV. 18,87–19,50 m: Sötétszürke, helyenként centiméter vastag, agyagos–aleurolitos, rétegzetlen agyag, mely az M7 mag alsó 63 cm-ében van jelen.

A fúrómagon végzett vizsgálatok fontosabb eredményei

Mágneses szuszceptibilitás, természetes gamma-intenzitás

A két felső, teljes magszakaszban *Bartington MS2* típusú, a mágneses szuszceptibilitást mérő szondával 5 cm-enként megmértük az agyag szuszceptibilitását (κ), illetve *Canberra HPGe* félvezető detektoros gamma-spektrométerrel (hatásfoka 14%, felbontása 1,8 keV 1332 keV) 10 cm-enként meghatároztuk a természetes gamma-intenzitást (TG) értékét. A gamma-mérések átlagosan 1–1,5 óráig zajlottak, és nagyjából 10%-os bizonytalanság mellett adják vissza a magon mérhető intenzitást. A mérések eredményeit a 4. ábra mutatja.

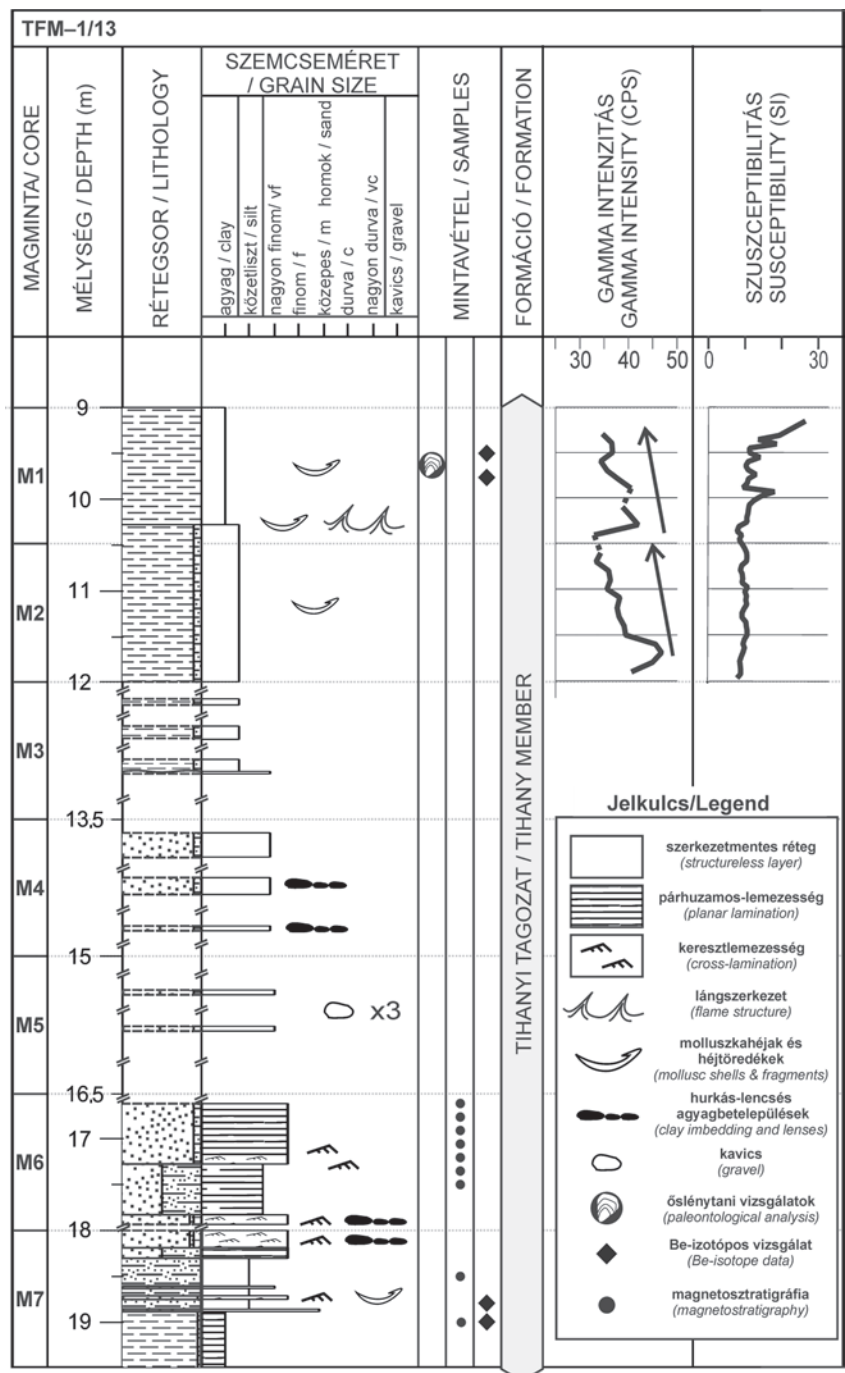
A legfelső 1,5 méteres magszakaszban a mágneses szuszceptibilitás értékekben a mélységgel egy csökkenő tendencia figyelhető meg, míg a második mag esetében a szuszceptibilitás stabilan alacsonyabb értéket mutat. A második magra jellemző alacsony értéket az első mag (M1) alján, 10,3 méterben veszi fel a görbe.

A gammaintenzitás-mérések alapján a két felső magban (M1, M2) a szuszceptibilitás eredményekhez hasonlóan két szakasz különíthető el. Az M2 mag alján a gamma intenzitás még relatíve nagy, majd a mag teteje felé haladva értéke fokozatosan csökken. Az M1 mag talpán az intenzitás érték még alacsony, de kb. 10,3 méternél egy határozott növekedés figyelhető meg. E felett az M2 magra jellemző csökkenő tendencia ismétlődik. A mágneses szuszceptibilitás és gamma-intenzitás görbével kimutatott két szakasz a kőzetminőség finom változásában is észlelhető volt.

A felső csökkenő szuszceptibilitás és emelkedő gamma értékeket mutató szakasz alapvetően szürke, szerkezetmentes agyagból, míg az alsó stabil szuszceptibilitású és ismételen emelkedő gamma sugárzást mutató szakasz pedig sötétszürke aleurolitos agyagból áll.

Ősмарadványok, biosztratigráfia

Az ősmaradványok meghatározására a fúrómag 9,50–9,75 m közötti szakaszából vettünk mintát, onnan, ahol az alapvetően mm-es nagyságú héjtörödékek között helyenként nagyobb méretű kagylóhéjak is előfordultak. A maradványok rossz megtartása miatt a puhatestűek pontos meghatározása többnyire nem volt lehetséges. A mintázott szakaszban található héjak nagy része a *Congeria balatonica*



4. ábra. A TFM-1/13 mederfúrás rétegsora a Be-izotópos és magnetostratigráfiai mintavételi helyek feltüntetésével

Figure 4. Lithological column of TFM-1/13 with the indication of sample locations for Be-isotopic and magnetostratigraphic measurements

PARTSCH fajt képviselte, de ezek mellett előfordult egy-két csiga (*Theodoxus cf. turbinatus* (FUCHS), *Gastropoda* sp.) és más kagyló (*Dreissena* sp., *Lymnocardium decorum* [FUCHS]) is. Ezek a fajok előfordulnak a Tihany, fehérparti rétegekben is, és biosztratigráfiai szempontból is ugyanoda, a *Lymnocardium decorum* zónába tartoznak. A zóna felső korhatárát éppen a tihanyi vulkanitok segítségével 8 millió évesnek (SZTANÓ et al. 2013a), alsó határát áttételes korrelációk alapján 8,7 millió évesnek becsüljük.

A mikropaleontológiai vizsgálat során a sötétszürke, molluszkahéjakban gazdag agyagból kis diverzitású, de nagy egyedszámú kagylósrák fauna példányai kerültek elő. A teknők jó megtartásúak, főként kettős teknők. Egyes teknők feketék, piritesedtek. Ez valószínűleg az üledék-képződés során kialakult reduktív viszonyokra utal. A mintában az ostracodákon kívül halcsigolya, ragadozó halfog, otolith és csiga embrió is előfordult. Az otolithot a sügéralakúak (Perciformes) közé tartozó *Morone* genusba lehetett besorolni (BOSNAKOFF 2013). A kagylósrák együttesben összesen nyolc taxont sikerült elkülöníteni: *Cyprideis seminulum* (REUSS), *Hemicytheria* sp., *Xestoleberis* sp., *Candona (Casiopilla)* sp., *Candona (Casiocypris)* sp., *Candona (Sinegubiella)* sp., *Amplocypris abscissa* (REUSS). A faunában nagy egyedszámmal megjelenő *Cyprideis seminulum* a KOLLMANN (1960) által a Bécsi-medencében felállított zonáció alapján a pannóniai emeleten belül a G-zónát jelöli ki. A csak eurihalín alakokból álló együttes jól szellőzött, gyengén mozgatott, limnibrakk környezetre utal. A mintában a *Cyprideis seminulum* példányai dominálnak, ami pangóvízi környezetet vagy annak közelségét jelzi. Jelentős mennyiségben megjelennek a *Hemicytheria* genus képviselői is, az *Amplocypris abscissa* és a *Candona*-félék mellett, melyek mio–mezóhalin (5–9% közötti) sekély szublitóralis (10–15 m mély)

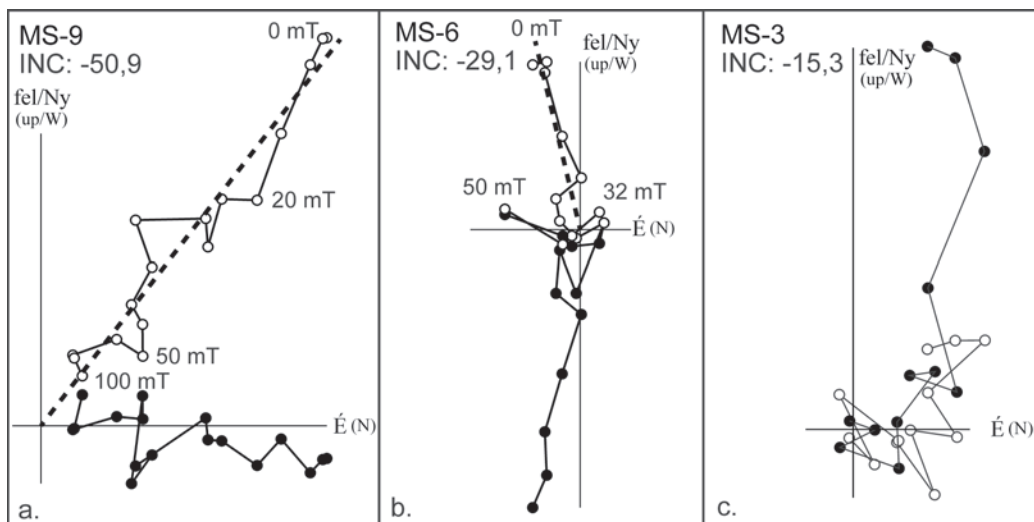
környezetre utalnak (SZUROMI-KORECZ 1989, RUNDIĆ et al. 2011).

Magnetosztratigráfia

A fúrás 16,50–19,50 m közötti szakaszából magnetosztratigráfiai vizsgálatokhoz vettünk mintákat. A fúrómag felületének megtisztítása után műanyag mintavető kupakkal 9 db mintát vettünk a mag tengelyére merőlegesen, megjelölve a felfelé mutató irányt. 16,50–18,00 m között 7 db mintát vettünk, 15 cm-es mintavételi közzel, míg 18,00–19,50 m között 2 db mintát: 18,50 m-nél és 19,00 méternél (4. ábra). A lemágnesezés és az inklináció meghatározása DANKERS & ZIJDERVELD (1981) alapján, egy automatizált, váltóterű magnetométerrel (2G Enterprises, DC Squid típusú), 2–20 mT lépésközökkel, 100 mT maximális értékig történt. Termikus lemágnesezésre a mintatartók anyaga miatt nem volt lehetőség. A mérések során 7 minta mutatott szignifikáns remanens mágnesezettséget, közülük három a 20–100 mT (trenderősség: „jó”, lásd 5. ábra, a), míg négy a 15–45 mT tartományban (trenderősség: „közepes”, lásd 5. ábra, b) volt stabil. Két minta nem mutatott értékelhető eredményt (trenderősség: „gyenge”, lásd 5. ábra, c). A mágnesezés vizsgálatok eredményeit az I. táblázat foglalja össze. A mérések alapján a mintázott rétegsor 16,50–19,50 m közötti szakaszát reverz mágnesezés polaritása jellemzi.

Be-izotópos kormeghatározás

A fúrás által harántolt üledékek korát Be-izotópos módszerrel (cf. BOURLÈS et al. 1989, LEBATARD et al. 2010) határoztuk meg. A Középső-Paratethys késő-miocén sziliciklasztos üledékeinek numerikus kormeghatározása tekintetében ez a módszer egyelőre még kísérleti és kalibrálási



5. ábra. Az MS-9, MS-6 és MS-3 minták lemágnesezéséből származó Zijderveld diagramok (ZIJDERVELD 1967). A szaggatott trendvonal által meghatározott átlagos inklináció értékek (INC) (KIRSCHVINK 1980) a bal felső sarokban vannak feltüntetve. A fehér (fekete) körök a meghatározott inklináció (deklináció) értékeket mutatják a lemágnesezés egyes lépései után. a) MS-9 minta, trenderősség: „jó”, b) MS-6 minta, trenderősség: „közepes”, c) MS-3 minta, trenderősség: „gyenge”

Figure 5. Zijderveld projections (ZIJDERVELD 1967) of samples MS-9, MS-6 and MS-3. Mean inclination values (INC) of plotted dashed line (KIRSCHVINK 1980) shown in upper left corner; open (closed) circles denote inclination (declination) steps a) MS-9 sample, quality of trend: “good”, b) MS-6 sample, quality of trend: “medium”, c) MS-3 sample, quality of trend: “weak”

I. táblázat. A fúrómagból vett minták mágnesrétegtani jellemzése

Table I. Magnetostratigraphic characteristics of the core samples

Mintaszám (mélység) Sample (depth)	Stabil tartomány Stable range (mT)	Trenderőssége Quality of trend	Inklináció Inclination (°C)	Átlagos intenzitás Mean intensity ($\mu\text{A/m}$)	Mágneses polaritás Inclination polarity
MS-1. (16,60 m)	20–32	közepes (medium)	–18,3	190	Reverz (Reverse)
MS-2. (16,75 m)	15–32	közepes (medium)	–22,5	85	Reverz (Reverse)
MS-3. (16,90 m)	15–30	gyenge (weak)	–15,3	169	?
MS-4. (17,05 m)	15–45	közepes (medium)	–39,3	171	Reverz (Reverse)
MS-5. (17,20 m)	20–50	jó (good)	–35,0	266	Reverz (Reverse)
MS-6. (17,35 m)	15–30	közepes (medium)	–29,1	218	Reverz (Reverse)
MS-7. (17,50 m)	15–45	gyenge (weak)	41,9	87	?
MS-8. (18,50 m)	25–70	jó (good)	–37,9	154	Reverz (Reverse)
MS-9. (19,00 m)	20–100	jó (good)	–50,9	391	Reverz (Reverse)

stádiumban van, de a Kisalföldön végzett mérések alapján a hazai pannóniai üledékek kormeghatározására is várhatóan használható (ŠUJAN et al. 2015, 2016). Be-izotópos kormeghatározásra tesztjelleggel összesen 4 mintát vettünk. Kettőt a fúrómag felső részéből (M1), kettőt pedig a legalsó 1,5 méteres szakaszból (M7) (4. ábra). Ezek a minták a balatoni szeizmikus adatok értelmezése alapján két különböző deltaciklushoz tartoznak (VISNOVITZ 2015), melyek között egy ciklushatár ($p-3$, 1. ábra) azonosítható. Utóbbi $p-3$ horizont azonos a SACCHI et al. (1999) és HORVÁTH et al. (2010) által értelmezett *Pan-2* felülettel, melynek korát a mérésekkel időhatárok közé kívántuk szorítani. A minták korát a francia ASTER AMS laboratóriumában, megfelelő minta-előkészítés után nemzetközi standardokkal kalibrálva határoztuk meg (ŠUJAN et al. 2016). A kapott berillium korokat és azok hibáját a II. táblázat tartalmazza.

II. táblázat. A fúrómagból vett minták berillium kora

Table II. Be ages of some core samples

Minta Sample	Fúrásbeli mélység (m) Measured depth	Berillium kor Berillium age (Ma)	Bizonytalanság Uncertainty (My)
1.	9,52	8,65	$\pm 0,42$
2.	9,75	8,84	$\pm 0,4$
3.	18,8	9,65	$\pm 0,43$
4.	19	9,36	$\pm 0,4$

A II. táblázatban feltüntetett értékek relatíve nagy hibákkal terhelték, ennek ellenére az általuk megadott időtartomány viszonylag jól definiálható, kb. 8,6–9,6 M év. Mivel a fúrás által harántolt deltaciklusokon belül nem várunk nagy időeltéréseket, ezért a fúrás felső-, és alsó részéből származó mintapárokat célszerű együttesen értelmezni.

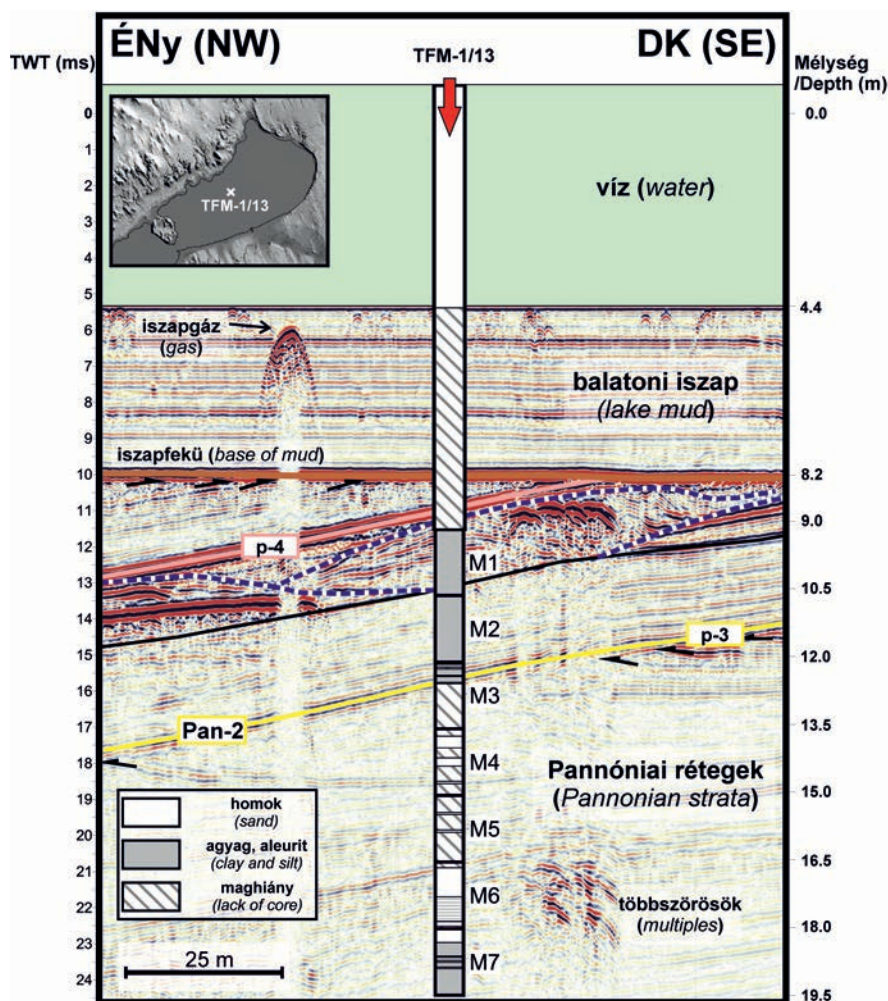
A mintapárokból átlagokat képezve a felső ciklus berillium kora kb. $8,75 \pm 0,41$ M év, míg az alsó ciklusé $9,52 \pm 0,41$ M év. Korábbi munkák a balatoni pannóniai üledékek, így a Tihanyi Tagozat korát a területen 8,0 és 8,7 millió évesre teszik (CSILLAG et al. 2010, MAGYAR et al. 2013, SZTANÓ et al. 2013a). Az M7 magra vonatkozó korok ennél lényegesen idősebbnek mutatkoztak, tehát nem illeszkednek a jelenlegi modellbe. Az M1 magból származó koradatok hibahatáron belül illeszthetők a fenti időszakba.

A buckás alakzatok eredete

A fúrás rétegsorát, a szuszceptibilitás és a természetes gamma-intenzitás mérések, a bio-, magnetosztatigráfia és a geokronológia eredményeit összevetettük az ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken látható rétegtani képpel (4. és 6. ábra). A fúrás rétegsort a tófenék szintjéhez illesztettük. Megfelelő idő-mélység összefüggés hiányában az iszap esetében, a korábbi tavi fúrások és szeizmikus szelvények illesztéséből meghatározott 1600 m/s-os intervallumsebességet használtuk (VISNOVITZ 2015). A pannóniai rétegek sebességkonverzióját ugyanezzel a sebességgel végezve, igen jó korrelációt kaptunk a szeizmikus reflexiók és a fúrómagban megfigyelhető változások között. Az illesztés alapján látható, hogy a mintavételhez szükséges fenékszárast már csak a buckákat tartalmazó agyagos képződményben lehetett megvalósítani, emiatt a 6. ábrán $p-4$ -ként jelölt ciklushatár és a felette elhelyezkedő üledékek mintázására, és az üledékek korának meghatározására sajnos nem volt lehetőségünk.

Az illesztés szerint a fúrás első 1,5 méteres szakasza (M1) teljes egészében a mintázni kívánt bucka anyagát tartalmazza. Ez alapvetően puhatestűhéjakat és azok töredékét tartalmazó, szerkezetmentes agyag, amely lefelé aleuritos agyagba megy át. A bucka talpát az alig észlelhető litológiai változás (héjtöredékek és apró deformációs szerkezetek az agyagban) mellett a gamma-intenzitás és szuszceptibilitás görbék kisebb kitérése, trendváltozása mutatja.

A 2. mag (M2) már a bucka talpa alatti, szeizmikusan jól rétegzett egységet harántolta, mely a harmadik mag (M3) elejéig tart és sötétszürke, aleuritos agyagból áll. A szeizmikus szelvényen ennek talpát jelöli a ($p-3$) felület, melyet SACCHI et al (1999) a *Pan-2* szekvenciahatárral azonosított, részben az alatta fellapolódással végződő ferde reflexiók miatt. Ez a felszín a fúrásban is megvan és egy olyan transzgresszív felületként értelmezhető, mely az alatta települő deltasorozat felső részében található sárgásbarna, finomszemcsés homokot és az előntést követően lerakódott szürke nyíltvízi agyagot választja el egymástól. A laza, finomszemcsés homokot a fúró nem volt képes kiemelni, emiatt a következő magszakaszok (M3, M4, M5) erősen maghiányosak. Magot legközelebb abból a mélységből sikerült venni,



6. ábra. A különböző magszakaszok (M1-M7) illesztése az ultranagy felbontású szeizmikus adatokhoz. A nyílak a p-3 (Pan-2) határ alatt fellapolódó reflexió-elvégződéseket jelölik.

Figure 6. Cores (M1-M7) and their correlation with ultra-high resolution seismic data. Black arrows mark the reflection terminations (toplaps) on p-3 (Pan-2) horizon.

ahol már valamivel kötöttebb és agyagosabb, finom-aprószemcsés homok volt jelen. A fúrás alsó 2×1,5 méteres szakaszában (M6, M7 mag) finom-aprószemcsés, aleuritós homok, majd rétegmentes agyag volt az uralkodó kőzet típus.

A fúrás alapján egyértelmű, hogy a harántolt buckás alakzat nem édesvízi vagy kovás mészkőből áll, melyet a Tihanyi-félszigeten „gejzirit” kúpokként láthatunk. A fúrt rétegsor ugyanazokat az agyagos-homokos képződményeket tartalmazza, mint amit a Balaton környéki feltárásokból, mint Tihanyi Tagozat ismerünk. A buckák képződésére a Tihanyi Tagozat képződési környezetének ismeretében, azaz deltalebenyek frontján — deltasíkság feltöltődésével kapcsolatosan (SZTANÓ & MAGYAR 2007, SZTANÓ et al. 2013, VISNOVITZ 2015) kell magyarázatot találni. A 7. ábrán a mintázott bucka két különböző metszete és annak értelmezése látható, a 2013-as szeizmikus szelvény páron. A szelvényeket a buckák alatti p-3 (Pan-2) határra egyenesítettük ki, mely egykor közel vízszintes lehetett. A buckák teteje a párhuzamos p-4 paraszekvenciahatár alatt húzódó, helyenként a p-4 horizont által lefejezett reflexió, talpa pedig a p-3 és p-4 határok közötti lejtős reflexió, mely a

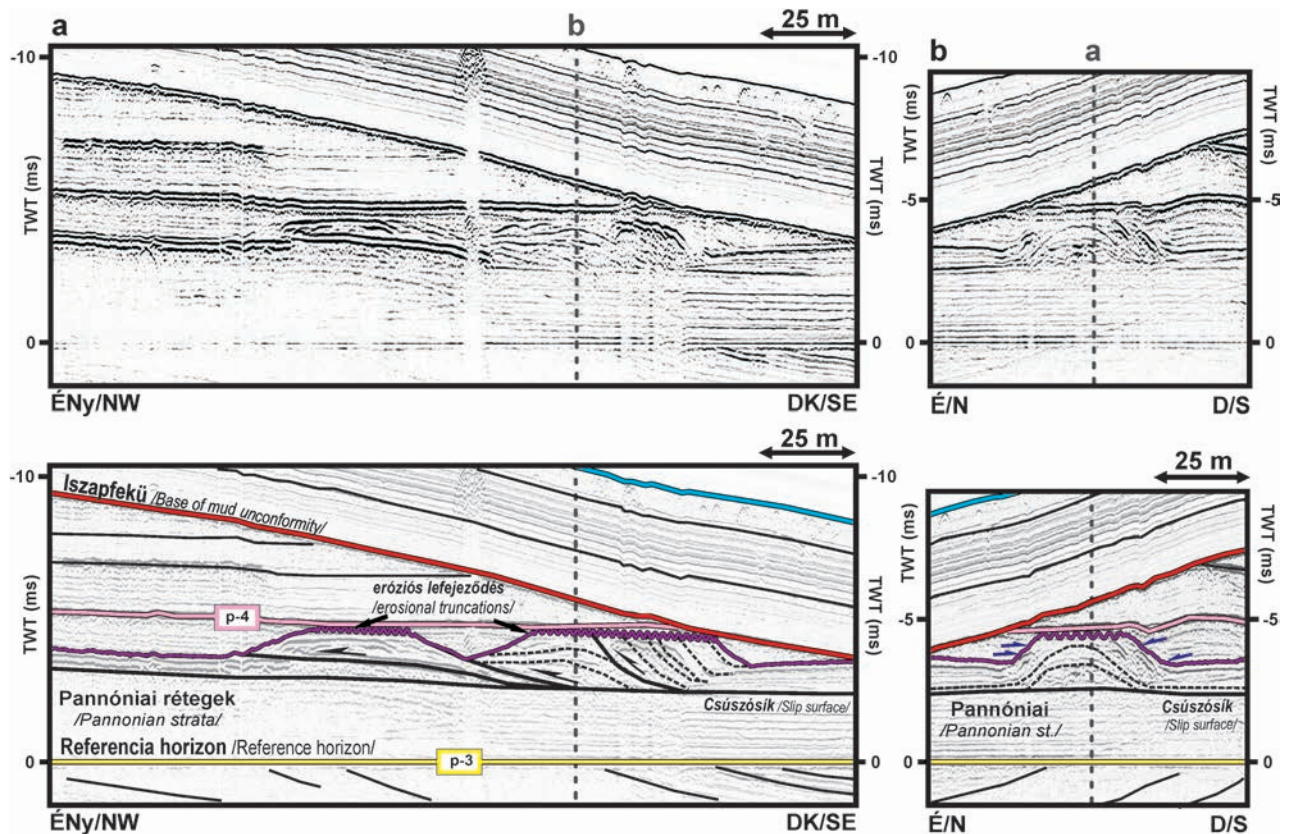
fúrásban aleuritós agyagnak bizonyult. A buckák a kis dőlésszögű felszín felett kis méretű rátolódások sorozataként feltorlódott rétegek kötegeket alkotnak, melyet a csuszamlás alsó, kompressziós szakaszaként értelmezhetünk. Ugyanez a jelleg keresztmetszetben héjas struktúráként jelentkezik, melyet a fiatalabb üledékek mindkét oldalról rálapolódással beburkolnak.

Hasonló üledékes redőkre és rátolódásokra sok példát találhatunk. Ilyet figyeltek meg például a délkelet-spanyolországi Baza-medence pleisztocén deltaüledékeiben is (GIBERT et al. 2005), ahol a buckák talpát szintén agyagos képződmények alkotják, a buckák anyaga azonban elsősorban homokos üledékből áll. A szerzők a szerkezetet olyan víz alatti, deltaelőtéri csuszamlásként értelmezték, melyek egy igen lapos (<1°) lejtőn, feltehetőleg egy földrengés hatására alakultak ki. ALSOP & MARCO (2013) a fentieknél sokkal bonyolultabb csuszamlásredő-geometriákat ismertettek, a csuszamlásban résztvevő anyag és a csuszamlás fejlettségétől függően. Lejtőkön vagy lejtők tövében kialakuló kilométer nagyságrendű csuszamlások geometriáját részletgazdagon képezték le szeizmikus szelvényekkel, valamint megkülönböztették a fronton korlátozott és szabadon szétterülő

típusokat (FREY-MARTINEZ et al. 2006). Ennek figyelembe vételével itt inkább a szabad végű geometria a valószínűbb.

A buckák alatt sehol sem látnak a fektet átcsúszó közel függőleges mintázatot. Ugyan köztudottan a módszer nem alkalmas vertikális struktúrák leképezésére, úgy véljük, ha léteznének, legalább valamilyen zavarként leképezték volna. Ezek hiányában az iszapdiapír, vagy egyéb telérekhez kapcsolódó deformációs szerkezet értelmezést elvetettük. A balatoni példa esetében a buckák belső szerkezete egyelőre nehezen magyarázható másként mint csuszamlás eredetű redőkkel, rátolódásokkal, emiatt úgy véljük, hogy a buckák többsége csuszamlás eredetű. A rátolódások alapján a mozgás látszólag ÉNy-i irányú, ami a buckák ugyanilyen irányú megnyúlásával párhuzamos. Ez az irány azonban látszólag ellentétes a kapcsolódó csúszósík dőlésével, amit magyarázhatunk esetleg a csuszamlás elülső (vagy oldalsó) rámpájaként. Ez azonban nem magyarázza meg, hogy miért a feltételezett fő beszállítási irány felé történhetett a mozgás.

A kisebb és nagyobb izraeli példák (FREY-MARTINEZ et al. 2005, 2006; ALSOP & MARCO 2013) mindegyikén előfordul a lejtő csapásával párhuzamos vergenciájú redőződés



7. ábra. A vizsgált buckák hossz- (a) és keresztmetszeti képe (b) a p-3 (Pan-2) határra kiegyenesített ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken, melyek helyszínrajzát a 2. ábra mutatja

Figure 7. Longitudinal (a) and cross-section (b) view of the investigated mounded features in ultra-high resolution seismic profiles flattened to the p-3 horizon (location see in Figure 2)

is. Továbbá komplex, hajladoszó lejtőgeometria miatt ilyen redők megjelenhetnek nem a csúszást kiváltó, hanem szomszédos lejtők lábánál is. A mozgás iránya tehát nem szükségszerűen kell kövesse a rátolódásokat, így az ÉNy-i irányt sem.

A pannóniai összlet „buckái” a Siófoki-medence középső részén több mint 100 km²-es területen, valószínűleg több különböző torkolathoz tartozó deltalebenyben, és nem egy szabálytalan lefutású deltafronttal párhuzamosan nyomozhatók. Ez a képződmények korára, egyidejűségére nézve kérdéseket vet fel. Szeizmikus sztratigráfiai szempontból, mivel a buckák mindegyike a p-3 (Pan-2) és p-4 között található egykorúak. Hogy a p-3–p-4 intervallum százezer évet reprezentál-e vagy kevesebbet, annak megbecslésére nincsenek adataink. Ugyanakkor bármely időpillanatra akár több aktív torkolatot feltételezve is a lebenyek frontja egy nagyjából kilométer széles hajladoszó sáv lehet, amely mentén csuszamlások kialakulhattak. A deltafront gyors tovább épülésével kis idő múltával akár több csuszamlás generáció is létrejöhetett, ezek szétválasztására és a buckaképződés pontos időbeli lefutásának rekonstruálására azonban sajnos nincs lehetőségünk. A csuszamlásokat kiválthatta akár évszázados nagy árvizek gyors üledéklerakódása, de az sem kizárt, hogy kialakulásuk részben vagy egészében egy vagy több paleoföldrengéshez köthető.

A buckás alakzatok kora

A Be-izotópos koradatok, a magneto- és biosztratigráfiai adatok és a szeizmikus rétegtan alapján igyekeztünk megadni a buckák keletkezési korát is (8. ábra). A legújabb szelvényeken alapuló szeizmikus rétegtani vizsgálatok azt mutatták, hogy a kapcsolódó rétegtani szint nem egykorú a Tihanyi Tagozat fehérparti feltáráshoz tartozó tetőszintjével, melyre a gejzirit települ, hanem annál idősebb. A kérdéses felszín a partközeli szeizmikus szelvények alapján 4–5, negyedrendű üledékciklussal előbb keletkezhetett. A buckák tehát idősebbek, mint a tihanyi vulkanizmus (kb. 8 M év, WJBRANS et al. 2007), sőt idősebbek, mint a fehérparti feltárás (kb. 8,0–8,1 vagy 8,2–8,3 M év között, SZTANÓ et al. 2013a). Feltételezve, hogy a negyedrendű ciklusok időtartama közel 150 ezer év a buckákhoz tartozó üledékek kora kb. 8,4–8,75 millió évre adódna, ami hibahatáron belül megegyezik a meghatározott Be-korral, és nem mond ellent a *Lymnocardium decorum* zónának sem. Utóbbi feltételezés azt jelentené, hogy a balatoni szeizmikán azonosítható ciklushatárok azonos hierarchiájú egységekhez tartozhatnak, mint amelyeket a Makói-árokban (SZTANÓ et al. 2013b), vagy a somogyi területeken (TÖRŐ et al. 2012) korábban kimutattak.

Amennyiben a berilliumos kormeghatározás közelítőleg helyes, a Balaton alatt korábban kijelölt Pan-2 felszín, mely

nem azonos a tihanyi gejziritek szintjével, valóban olyan — esetleg harmadrendű — szekvenciahatárt jelölhet, melyhez kb. 0,5 millió éves hiátus tartozhat, ugyanabban az üledékképződési környezetben és formációban. Ebben az esetben a *p-3* felszín alól származó minták reverz polaritását is figyelembe véve a kérdéses üledékciklus a C4Ar kronhoz (9,1–9,8 M év) tartozna. A Pannon-tó és a kisalföldi-bakonyi régió fejlődéstörténetéről alkotott képbe (MAGYAR et al. 2007, CZICZER et al. 2008, SZTANÓ et al. 2013a), ez az adat egyelőre nem illeszthető be.

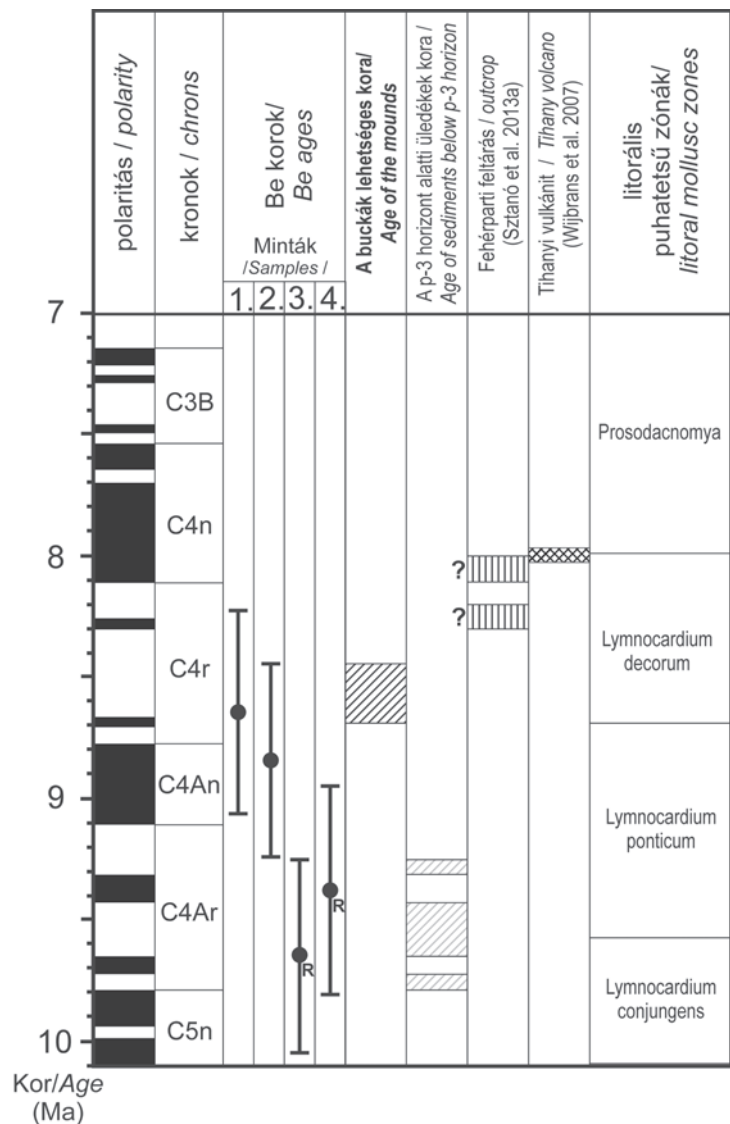
Konklúziók

A 2013 októberében mélyített TFM-1/13 jelű balatoni mederfúrás új adatokat szolgáltatott a harántolt pannóniai rétegek anyagát és korát illetően, valamint módosította a vízi szeizmikus szelvények és a fehérpartai feltárás korrelációját. A 19,50 méteres talpmélységű, célzott mintavételre mélyített fúrás kimutatta, hogy a tó alatt korábban édesvízi buckás alakzatok valójában agyagos üledékekből állnak, így a tihanyi gejziritekkel nem korrelálhatók.

A fúrás által harántolt agyagos–homokos rétegsor jellegében a fehérpartai feltárásból ismert üledékekhez hasonló, így közetrétegtanilag a Tihanyi Tagozat részeként értelmezhető. A mintázott üledékek kora mind magnetosztatográfiai, mind Be-izotópos vizsgálatok, mind pedig az új szeizmikus korrelációk alapján idősebbnek bizonyult a tihanyi Fehérpart rétegsoránál.

A buckás alakzatokat csuszamlások feltorlóddó talpi redőként, rátolódásokként értelmezzük, melyek az egykori deltaelőtéri agyagok deformációjával képződhettek. A buckák keletkezésének okát és kapcsolatát az egykorú deltalejtővel azonban még nem tudjuk egyértelműen magyarázni. A csuszamlási szerkezetekből levezethető csúszási irányok és a feltételezett paleolejtő dőlések ugyanis nincsenek összhangban egymással. A képződmények jól meghatározott rétegtani helyzete és nagy területi előfordulása ugyanakkor arra utalnak, hogy ezeknek a csuszamlási szerkezeteknek a keletkezése idején, valamikor 8,4–8,7 M év között, gyakoriak lehettek az olyan nagyobb áradások, melyek lejtőinstabilitáshoz vezettek. Lehetséges, hogy a csuszamlások részben vagy egészében egy vagy több paleo-földrengéshez köthetők. Utóbbi rengéseket a vulkanizmushoz az időbeli eltérés miatt úgy tűnik, nem köthetjük.

A mag alsó szakaszának Be-korokra alapozott 9,1–9,8 millió éves kora nem illeszthető a Kisalföld–Dunántúli-középhegység fejlődéstörténetéről alkotott jelenlegi képbe. Amennyiben ez az adat helytálló, úgy a régió késő-miocén fejlődéstörténetét jelentősen át kellene írni. A fúrás felső és



8. ábra. A TFM-1/13 fúrásból származó mintákon mért korok összevetése a globális polaritás időskálával (GPTS, HILGEN et al. 2012 szerint), a biozónákkal (MAGYAR 2010) és a fehérpartai feltárásban meghatározott korokkal. A fekete, ferdén sraffozott tartomány a fúrás felső részéből származó minták lehetséges korát jelöli a Be-izotópos mérések és a biosztratigráfia vizsgálatok alapján, míg a szürkén sraffozott tartományok a fúrás alsó szakaszából vett minták lehetséges korát mutatják a Be-izotópos mérések és a fűrőmag reverz polaritását figyelembe véve. R: fordított mágneses polaritás

Figure 8. Comparison of the ages measured on TFM-1/13 core samples with global polarity time scale (GPTS, HILGEN et al. 2012), biostratigraphic zones (MAGYAR 2010) and possible ages of the Fehérpart outcrop, Tihany peninsula. Black striped interval show the possible ages for samples from the upper part of the core based on Be isotope data and biostratigraphy while zones striped by grey lines give the possible ages for the samples from the lower part of the core regarding Be ages and magnetic polarity of the samples. R: Reverse magnetic polarity

alsó része között elhelyezkedő *Pan-2* szekvenciahatár (cf. SACCHI et al. 1998, HORVÁTH et al. 2010), ez esetben 0,5 millió éves hiányt képviselhet.

Köszönetnyilvánítás

A balatoni szeizmikus felmérésekben nélkülözhetetlen együttműködő partnereink voltak az ELTE geofizikus hallgatói, a Geomega Kft. és a Brémai Egyetem Marine Tech-

nology – Environmental Research kutatócsoportja. Külön köszönet illeti TÓTH Tamást a kutatásokhoz szükséges műszerek, és szakértőgarda rendelkezésre bocsátásáért. A balatoni mederfúrásnál a Geovil Kft. és az Óriás Line Kft. voltak segítségünkre. A fúrás munkák sikeres lebonyolításáért HORVÁTH Tibornak és †DOBOS Istvánnak mondunk köszönetet. A fúrás kijelölését célzó felméréseket a Pázmány–Eötvös Információs Alapítvány támogatta, a felmérést a Yachtsail Kft. és SZABÓ Lajos hajóskapitány közreműködésével végeztük. A minták magnetosztratigráfiai vizsgálatát az Utrechti Egyetem Paleomágneses Laboratóriumában, a Be-izotópos kormeghatározásokat az

ASTER AMS (CERGE, Aix en Provence) laboratóriumában végeztük. A fúráshoz és a kapcsolódó szeizmikus kutatásokhoz az OTKA NK83400 és 109255 K projektek biztosították az anyagi támogatást, a Be-izotópos kormeghatározásokat a Szlovák Kutatás-fejlesztési Ügynökség (Slovak Research and Development Agency) APVV-14-0118 és APVV-0099-11 projektjei és a francia INSU/CNRS kiválósági projektje finanszírozta. A szeizmikus adatok értelmezéséhez az IHS Kingdom értelmező szoftvert az IHS cég University Grant támogatási programja biztosította. A cikk egyben az MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoportjának 251. közleménye.

Irodalom — References

- ALSOP, G. I. & MARCO, S. 2013: Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope. — *Tectonophysics* **605**, 48–69. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.004>
- BADA G., SZAFIÁN P., VINCZE O., TÓTH T., FODOR L., SPIESS, V. & HORVÁTH F. 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 367–390.
- BALÁZS A., VISNOVITZ F., SPIESS, V., FEKETE N., TÓTH ZS., HÁMORI Z., KUDÓ I. & HORVÁTH F. 2013: Új szeizmikus mérések a Balatonon: beszámoló a 2011–2012. évi szelvényezésekről. — *Magyar Geofizika* **54/2**, 67–76.
- BOSNAKOFF M. 2013: A Pannon-tó halfaunájának taxonómiai, öskörnyezeti és evolúciós vizsgálata. — *PhD értekezés*, ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, 132 p.
- BOURLES, D., RAISBECK, G. M. & YIOU, F. 1989: ¹⁰Be and ⁹Be in marine sediments and their potential for dating. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 443–452. [http://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90395-5](http://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90395-5)
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 193–213.
- CSERNY T. & CORRADA, R. 1989: A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai–földtani vizsgálatának újabb eredményei. — *A MÁFI Évi Jelentése 1987. évről*, 341–347.
- CSERNY, T. & CORRADA, R. 1990: A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe. — *A MÁFI Évi Jelentése 1988. évről*, 169–176.
- CSILLAG G., SZTANÓ O., MAGYAR I. & HÁMORI Z. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 183–196.
- CZICZER, I., MAGYAR, I., PIPÍK, R., BÖHME, M., ČORIĆ, S., BAKRAČ, K., SÜTÖ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E. & MÜLLER, P. 2008: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **98**, 1741–1766. <http://doi.org/10.1007/s00531-008-0322-3>
- DANKERS, P. H. M. & ZIJDERVELD, J. D. A. 1981: Alternating field demagnetization of rocks, and the problem of gyromagnetic remanence. — *Earth and Planetary Science Letters* **53**, 89–92. [http://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90029-7](http://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90029-7)
- FREY-MARTINEZ, J., CARTWRIGHT, J. & HALL, B. 2005: 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. — *Basin Research* **17**, 83–108. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00255.x>
- FREY-MARTINEZ, J., CARTWRIGHT, J. & JAMES, D. 2006: Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. — *Marine and Petroleum Geology* **23**, 585–604. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.04.002>
- GIBERT, L., SANZ DE GALDEANO, C., ALFARO, P., SCOTT, G. & LÓPEZ GARRIDO, A. C. 2005: Seismic-induced slump in Early Pleistocene deltaic deposits of the Baza Basin (SE Spain). — *Sedimentary Geology* **179**, 279–294. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.06.003>
- HILGEN, F. J., LOURENS, L. J. & VAN DAM, J. A. 2012: The Neogene Period. — In: GRADSTEIN, F., OGG, J., SCHMITZ, M. & OGG, G. (eds): *The Geological Time Scale 2012*. — Elsevier, Amsterdam, 923–978. <http://doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.15001-2>
- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI E. 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúli és a Balaton területén. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 391–418.
- KIRSCHVINK, J. 1980: The least squares lines and plane analysis of paleomagnetic data. — *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **62**, 699–718.
- KOLLMANN, K. 1960: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreich. — *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien* **51**, 89–195.
- LEBATARD, A., BOURLÈS, D. L., BRAUCHER, R., ARNOLD, M., DURINGER, P., JOLIVET, M., MOUSSA, A., DESCHAMPS, P., ROQUIN, C., CARCAILLET, J., SCHUSTER, M., LIHOREAU, F., LIKIUS, A., MACKAYE, H. T., VIGNAUD, P. & BRUNET, M. 2010: Application of the authigenic ¹⁰Be/⁹Be dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. — *Earth and Planetary Science Letters* **297**, 57–70. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.003>
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, 1. rész, 1. szakasz. — Budapest, Kilián F. Bizománya, 617 p.
- MAGYAR I. 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben*. — Geolitera, Szeged, 140 p.

- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103**, 168–173. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007>
- MÁRTON P., BABINSZKI E., DÖVÉNYI P., DRAHOS D., GALSÁ A., HORVÁTH F., LIPOVICS T., MÁRTONNÉ SZALAY E., PUSZTA S., SALÁT P., SURÁNYI G., SZÉKELY B., TÓTH T. & WINDHOFFER G. 2007: Integrált kutató módszer kifejlesztése negyedidőszaki környezeti állapotok geofizikai vizsgálatára (Development of an integrated research method for the geophysical investigation of environmental conditions in the Quaternary). — *Zárójelentés a T 44765 sz. OTKA pályázathoz (2003–2005)*, 23 p.
- NOVÁK D., KONCZ D., HORVÁTH A., SZAFIÁN P. & SZTANÓ O. 2010: Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: modernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 419–428.
- RUNDIĆ, L., GANIĆ, M., KNEZEVIĆ, S. & SOLIMAN, A. 2011: Upper Miocene Pannonian sediments from Belgrade (Serbia): new evidence and paleoenvironmental considerations. — *Geologica Carpathica* **62/3**, 267–278. <http://doi.org/10.2478/v10096-011-0021-z>
- SACCHI, M., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI, O., MCGEE, T. M., MIRABLE, L. & TONIELLI, R. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/1**, 63–88.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F. & MAGYARI, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. — *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 357–390. <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.17>
- ŠUJAN, M., BRAUCHER, R., KOVÁČ, M., RYBÁR, S., GUILLOU, V., BOURLÈS, D., BARANYI, V. & HUDÁČKOVÁ, N. 2015: Upper Miocene to Quaternary evolution of the Danube Basin inferred from the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method results. — In: BARTHA I. R., KRIVÁN Á., MAGYAR I. & SEBE K. (eds): *6th Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe Conference*, Orfű, Magyarország, Absztrakt kötet (kiadta a Magyarhoni Földtani Társulat), 87–88.
- ŠUJAN, M., BRAUCHER, R., KOVÁČ, M., BOURLÈS, D. L., RYBÁR, S., GUILLOU, V. & HUDÁČKOVÁ, N. 2016: Application of the authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dating method to Late Miocene – Pliocene sequences in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments. — *Global and Planetary Change* **137**, 35–53. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.013>
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geologie und Palaontologie* **9**, 105–108.
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L. & CSILLAG G. 2013a: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusszelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlemények* **143/1**, 445–468.
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D., HOYER, D. & WALLIS, R. 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103**, 149–167. <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026>
- SZUROMI-KORECZ A. 1989: DK-Dunántúl pannóniai s. I. Ostracoda fauna vizsgálatának eredményei. — *PhD értekezés*, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 245 p.
- TÓTH Zs., TÓTH T., SZAFIÁN P., HORVÁTH A., HÁMORI Z., DOMBRÁDI E., FEKETE N., SPIESS V. & HORVÁTH F. 2010: Szeizmikus kutatások a Balatonon. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 355–366.
- TÖRÖ B., SZTANÓ O. & FODOR, L. 2012: Aljzatmorfológia és aktív deformáció által befolyásolt pannóniai lejtőépülés Észak-Somogyban. — *Földtani Közlemények* **142/4**, 445–468.
- VISNOVITZ F. 2015: Balatoni vízi szeizmikus szelvények környezetgeofizikai vizsgálata. — *PhD értekezés*, ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest, 165 p. + mellékletek. <http://doi.org/10.15476/ELTE.2015.138>
- VISNOVITZ F., TÓTH T., HÁMORI Z., KUDÓ I., BALÁZS A., SACCHI, M., SURÁNYI G. & HORVÁTH F. 2013: Balatoni egycsatornás, nagy felbontású szeizmikus szelvények újrafeldolgozása. — *Magyar Geofizika* **54/2**, 77–88.
- VISNOVITZ, F., HORVÁTH, F. & SURÁNYI, G. 2014: Geometry-Lithology-Origin: Solving the mystery of the Late Miocene mounded features below Lake Balaton. — *Geophysical Research Abstracts* **16**, EGU2014-781-2.
- VISNOVITZ, F., HORVÁTH, F., FEKETE N. & SPIESS, V. 2015a: Strike-slip tectonics in the Pannonian basin based on seismic surveys at Lake Balaton. — *International Journal of Earth Sciences* **104**, 2273–2285. <http://doi.org/10.1007/s00531-015-1179-x>
- VISNOVITZ, F., BODNÁR, T., TÓTH, Zs., SPIESS, V., KUDÓ, I., TIMÁR, G. & HORVÁTH, F. 2015b: Seismic expressions of shallow gas in the lacustrine deposits of Lake Balaton, Hungary. — *Near Surface Geophysics* **13**, 433–446. <http://doi.org/10.3997/1873-0604.2015026>
- WIJBRANS, J., NÉMETH, K., MARTIN, U. & BALOGH, K. 2007: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin, Hungary. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **164**, 193–204. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.009>
- ZIJDERVELD, J. 1967: A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. — In: COLLINSON, D. W., CREER, K. M. & RUNCORN, S. K. (eds): *Methods in Paleomagnetism*. — Elsevier, Amsterdam, 254–286.
- ZLINSZKY A., MOLNÁR G. & SZÉKELY B. 2010: A Balaton vízmélységének és tavi üledékvastagságának térképezése vízi szeizmikus szelvények alapján. — *Földtani Közlemények* **140/4**, 429–438.

Kézirat beérkezett: 2017. 01. 26.

