

## Egy pleisztocén folyó kanyarulata Fonyódnál: medernyomok a balatoni iszap alatt ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken

NOVÁK Dóra<sup>1,2</sup>, KONCZ Dávid<sup>1,3</sup>, HORVÁTH Anita<sup>4</sup>, SZAFIÁN Péter<sup>5</sup>, SZTANÓ Orsolya<sup>1,\*</sup>

<sup>1</sup> ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány s.1/c

<sup>2</sup> Jelenlegi címe: ExxonMobil Production Company, 800 Bell Street, Houston TX 77002 USA (dora.novak@exxonmobil.com)

<sup>3</sup> Schlumberger-GeoQuest, 5599 San Felipe Suite 100, Houston TX 77056-2722 USA (dkoncz@slb.com)

<sup>4</sup> TXM, Olaj- és Gázkutató Kft. 1011 Budapest, Közraktár u. 30–32.

<sup>5</sup> Mol Nyrt., 1117 Budapest. Októberhuszonharmadika u. 18. (pszafian@mol.hu)

\* levelező szerző: sztano@ludens.elte.hu

### *A Pleistocene meander loop near Fonyód: remnants of channels on ultra-high resolution seismic images, Lake Balaton*

#### Abstract

A curved erosional surface with a radius of 1.5 km and a width of more than 600 metres can be identified on the ultra-high resolution seismic sections acquired on Lake Balaton in the vicinity of Fonyód. The corresponding sediments above the surface are 1–2 m thick. The three-dimensional shape, as well as the oblique reflections parallel with the trend of incision reveal the remnant of a meandering channel. This channel fill unit is situated unconformably above the tilted and folded Pannonian strata, and is overlain disconformably by the Holocene mud of Lake Balaton. The channel-fill deposit is younger than the deformation of the Pannonian, and was most likely formed somewhat before the wave activity associated with the development of the lake. Therefore the supposed age of the sedimentary body is Late Pleistocene.

The curvature of the meander seems to follow the Fonyód Hill on the shore of Lake Balaton, suggesting that the topography and the lithology of the hill determined the course of the Pleistocene river. Moreover, this meandering channel corresponds in terms of size, location and curvature with meanders situated outside the study area, below the peat of the Nagyberek, as mapped by MIKE (1976) from a series of densely-spaced shallow cores obtained near Fonyód. MIKE regarded these fluvial sediments as remnants of the „early Pleistocene Danube” which used to flow across this part of the country, although recent palaeohydrographic concepts dispute this idea. Nevertheless, a river of significantly high discharge must have left these channel belt deposits as it crossed the valley south of the Balaton Highland, routing towards the subsiding Danube Valley during the Late Pleistocene.

*Keywords: meandering channel, ultra-high resolution seismic imaging, Pleistocene*

#### Összefoglalás

A fonyódi Várhegy előterében a Balatonon mért ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken egy legalább 600 m széles, 1,5 km sugarú ívet követő eróziós felület rajzolódik ki. Ennek kitöltése szögdiszkordánsan települ az egyhén gyűrt és dél felé dőlő pannóniai rétegekre, míg felülről eróziós diszkordanciával a balatoni holocén iszap fedi. Az eróziós mélyedést kitöltő üledék 1–2 m vastag. Belső szerkezete az északi oldalon mutakozó gyenge amplitúdójú reflexiók miatt nem látszik, míg a déli oldalon észak-északnyugat felé dőlő nagy amplitúdójú, folytonos ferde reflexiók figyelhetők meg. A forma térbeli alakja és a bevágódással közel párhuzamos, lapos dőlésű kitöltése egyaránt egy meanderező folyómeder maradványát jelzi. A mederkitöltő üledékek tehát fiatalabbak a pannóniai rétegek gyűródését okozó eseményeknél, és valamivel idősebbek a Balaton medrét kialakító hullámverésnél. A mélyedés kora így a késő-pleisztocénre tehető.

A meander íve követi a Balaton partján emelkedő fonyódi Várhegyet, azt jelezve, hogy a hegy topográfiája és anyaga meghatározta a pleisztocén folyóbevágódás nyomvonalát. Ez a kanyarulat szakasz helyzetét, méretét és ívét tekintve is pontos folytatása annak a meandernek, amelyet MIKE (1976) ismert fel a nagyberek-i tőzeg alatt, sűrű hálóban mélyített több ezer sekélyfúrás rétegsora alapján. MIKE ezt a folyót a területet átszelő kora-pleisztocén ős-Duna részeként értelmezte, melyet jelenlegi ósvízrajzi ismeretünk alapján nem tartunk valószínűnek. A meandereket valamely más, késő-pleisztocén, viszonylag nagyobb vízhozamú, a Balaton-felvidék előterét átszelő, és a közép-duna-völgyi süllyedék felé tartó folyó mélyítette ki.

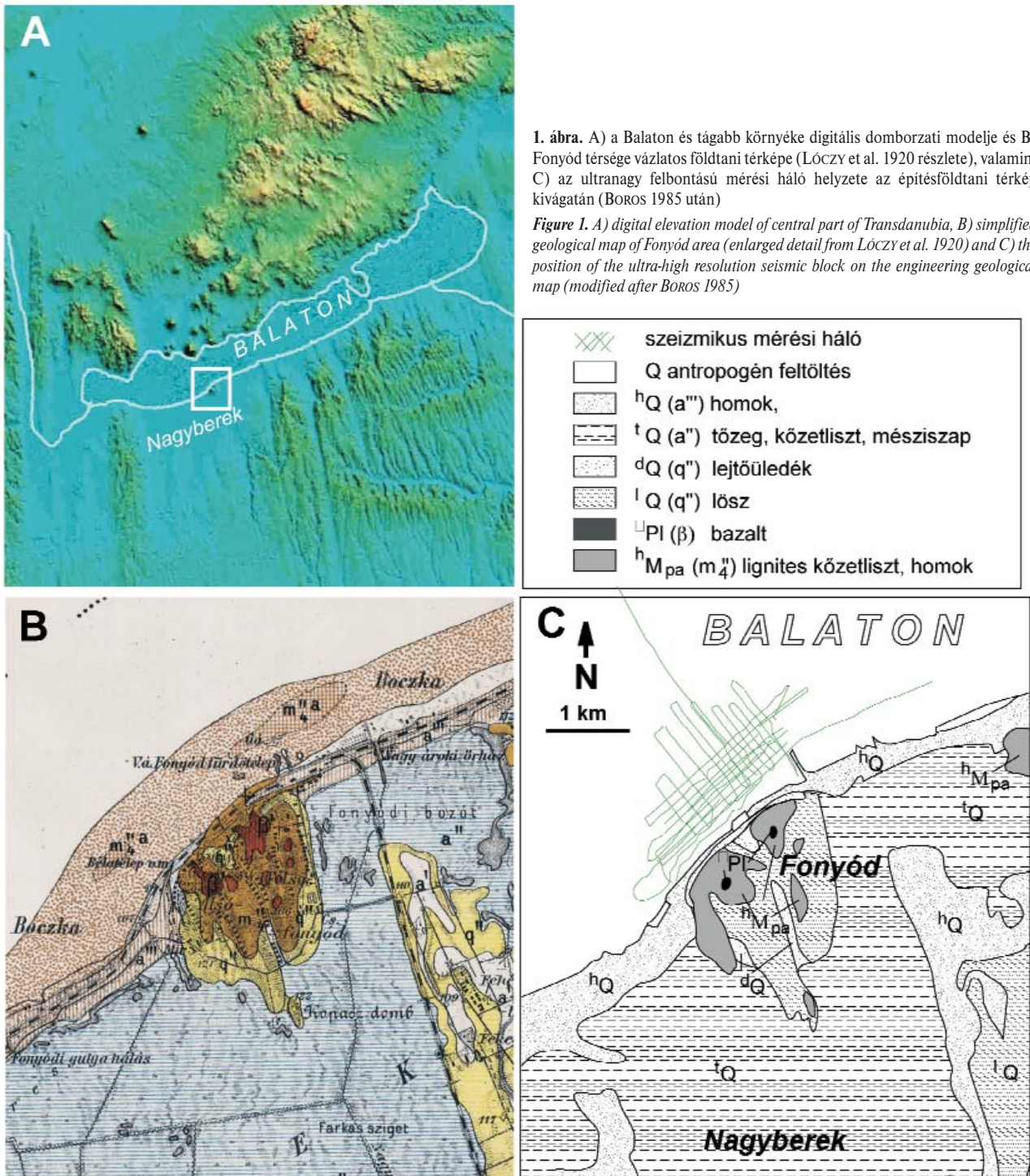
*Tárgyszavak: meanderező meder, ultranagy felbontású szeizmikus szelvényezés, pleisztocén*

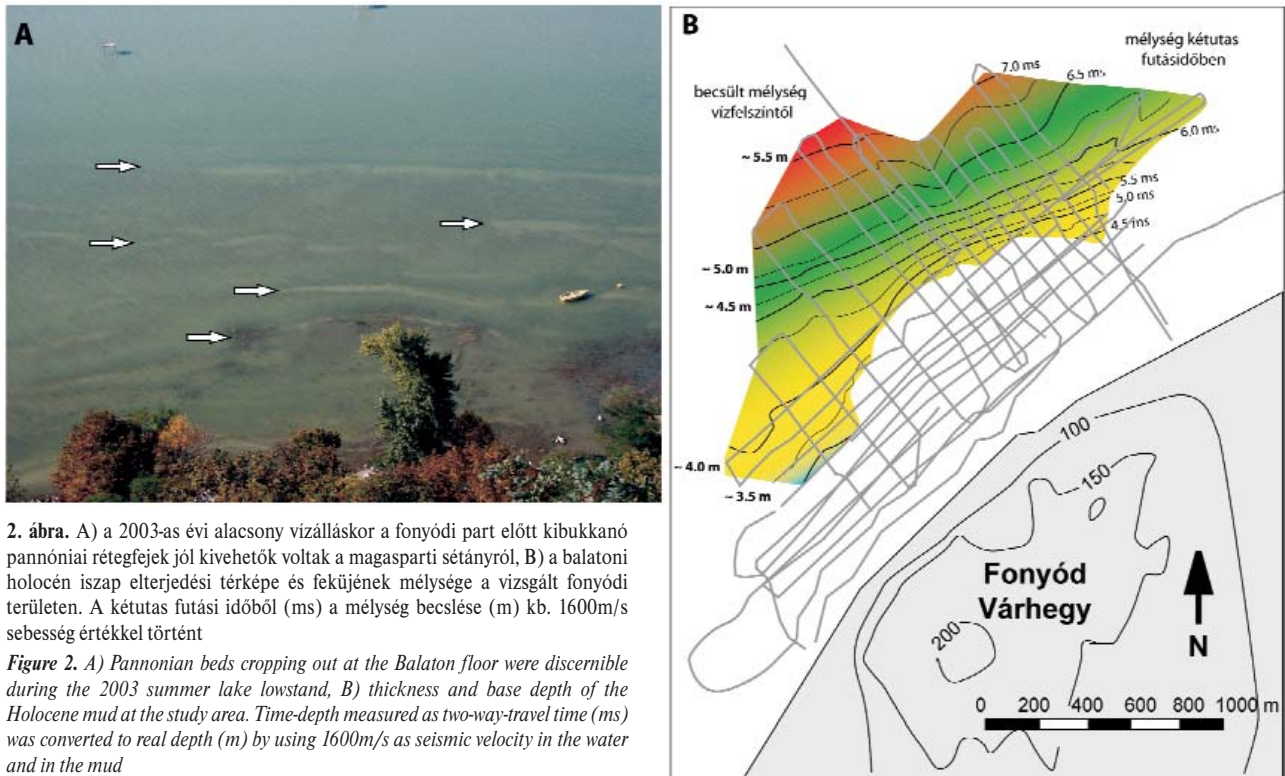
## Bevezetés

A fonyódi magaspart a Nagyberék mély fekvésű, mocsaras területéből kiemelkedő szigethegy Balaton felé néző peremi része (HORVÁTH & SCHEUER 1975), melynek a területén a Tihanyi Formáció 9–7 millió éves, pannóniai korú üledékei bukkannak a felszínre. A hegyet körülvevő lapos térszint fiatal balatoni öntésiszapok, tőzeg, tőzeges aleurit fedik, míg kissé délebbre lösz borította dombok találhatók (1. ábra). Fonyód előterében a Balaton aljzatát

faunás pannóniai rétegek alkotják (LŐRENTHEY 1911, LÓCZY 1913), és a holocén iszap a parttól csak mintegy 1–1,5 km távolságban jelenik meg (2. ábra).

2003 nyarán ezen a területen az ELTE Geofizikai Tan-széke hallgatói többek között ultranagy felbontású, sekély behatolású szeizmikus méréseket végeztek, körülbelül 40 km összhosszúságban a pannóniai rétegek szedimentológiai vizsgálata céljából (NOVÁK 2006). Ezen szelvényháló északi részén észlelhető a délnek dőlő pannóniai rétegsorról származó reflexiók és a balatoni iszap jellegzetes reflexiói





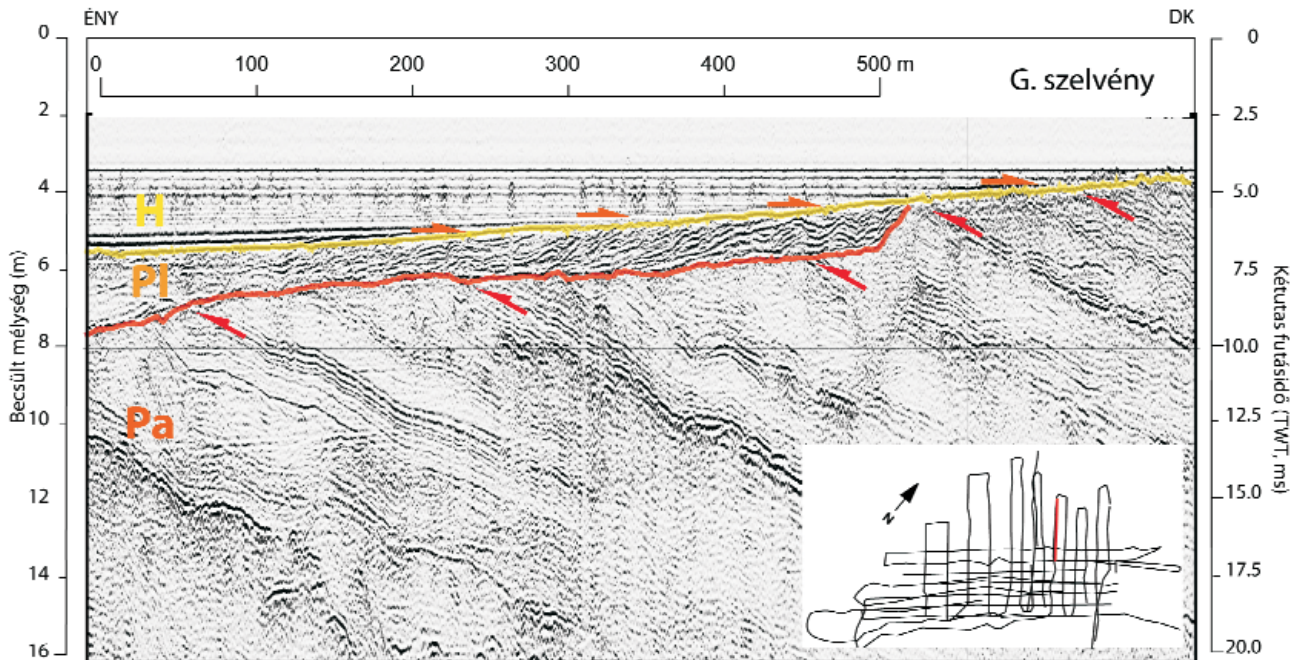
**2. ábra.** A) a 2003-as évi alacsony vízálláskor a fonyódi part előtt kibukkanó pannóniai rétegek jól kivehetők voltak a magasparti sétányról, B) a balatoni holocén iszap elterjedési térképe és fekvésének mélysége a vizsgált fonyódi területen. A kétutas futási időből (ms) a mélység becslése (m) kb. 1600m/s sebesség értékkel történt

**Figure 2.** A) Pannonian beds cropping out at the Balaton floor were discernible during the 2003 summer lake lowstand, B) thickness and base depth of the Holocene mud at the study area. Time-depth measured as two-way-travel time (ms) was converted to real depth (m) by using 1600m/s as seismic velocity in the water and in the mud

között egy harmadik szeizmikus egység. Ez a szeizmikus egység a pannóniaira szögdiszkordanciával települ, felülről pedig eróziósan nyesi a balatoni iszap talpa (3. ábra).

Ezen tanulmány célja, hogy bemutassa a pannóniai és

holocén között található, feltételezhetően pleisztocén korú kőzettest alakját és belső szerkezetét. Ennek alapján meghatározzuk eredetét, hogy összevessük a pleisztocén vízhálózat Balatontól délre ismert elemeinek helyzetével.



**3. ábra.** Ultrahigh felbontású szeizmikus szelvény, melyen láthatóak a mederfenék alatt a balatoni iszapról (H) származó vízszintes reflexiók, és azok transzgresszív rálapolódásai a „holocén” talpi diszkordanciára. Alatta (Pl) a feltételezett pleisztocén korú folyómeder oldalirányú vándorlással létrejött ferde reflexióknak kötege. Az újabb diszkordancia alatt a délkeletre dőlő ciklusos felépítésű pannóniai rétegekről származó reflexiók (Pa). A bemutatott szelvény pontos helyét a térképen vörössel jeleztük

**Figure 3.** An example of ultra-high resolution seismic sections with three stratigraphic units: H. horizontal reflections of the Holocene mud transgressively overlying the Base Holocene Unconformity; Pl. Oblique bedsets of the supposed Pleistocene fluvial deposits composing of lateral accretion units; Pa. Underlying the Base Pleistocene Unconformity a succession of SW dipping Pannonian deposits. Position of the displayed section is indicated by red on the map

## A terület fejlődéstörténetének fő vonásai

A Dunántúl Balatonig terjedő részét a késő-miocénben, kb. 11–9 millió év között a Pannon-tó vize borította. Kb. 9 millió évvel ezelőtt elérte a mai Balaton térségét az az üledékbeszállító rendszer, mely először delta síksági, majd alluviális síksági üledékeket hagyott hátra (JÁMBOR 1980, MÜLLER & MAGYAR 1992, KÖRÖSI-HÓDI 1997, MAGYAR et al. 1999, SZTANÓ et al. 2005). A medence feltöltéséért felelős folyó, mely az Alpok előteréből és a Nyugati-Kárpátokból érkező vizeket vezette a Pannon-tóba tekinthető a Duna őseinek. A víztükör végső visszahúzódása után, kb. 6,5 millió évvel ezelőtt, alföld jellegű térszín alkothatta a Dunántúl nagy részét. A pliocén során megindult vulkáni tevékenység révén a pannóniai üledéket sok helyütt (pl. a Tapolcai-medence vulkánjaihoz kapcsolódó fonyódi hegy esetében is) bazaltlávaárák takarták be (MARTIN & NÉMETH 2004) és védték meg a területet érintő későbbi eróziótól. A vulkánokkal tarkított lapos térszín dombsággá alakulása a Dunántúli-középhegység területén már a pliocén elején megkezdődhetett (FODOR et al. 1999, SACCHI et al. 1999, SZTANÓ et al. 2007, CSILLAG et al. 2010). A jelenlegi morfológia részben a pleisztocénben intenzívvé váló kiemelkedés, „inverzió” (HORVÁTH & CLOETINGH 1996, HORVÁTH & TARI 1999), és eolikus erózió (JÁMBOR 1998) összjátékaként alakult ki. A pleisztocén felszínfejlődésről elsősorban megbízható koradatok hiányában, másodsorban a viszonylag vékony és hézagos település miatt nem sokat tudunk. A Vituki kutatási programja révén a Nagyberek és más Balaton közeli lapos területeken több ezer sekélyfúrás mélyült. MIKE (1976, 1980, 1991) kavics-homok alapú tőzefekü, tőzgevastagság és mésziszap térképek alapján pleisztocén modernomokat azonosított a Balaton környékén. E folyómedrek, feltételezése szerint, az egykor erre folyó Dunának a nyomai, melynek meglátása szerint nagy jelentősége volt annak az eróziós völgynek a kialakításában, amelyet a későbbi szerkezeti mozgások és/vagy a szél a mai Balaton-medencévé alakítottak. Arról, hogy az ős-Duna hol és meddig szelte át DK felé a Dunántúlt, mikor váltott át a mai Dunakanyar irányába, megoszlanak a vélemények, de feltételezhetően a pleisztocénben már a jelenlegi nyomvonalon haladhatott (vö. GÁBRIS & NÁDOR 2007).

A Balaton kialakulásával kapcsolatban is számos elmélet született, melyben egyaránt szerepet kapott a szél eróziós tevékenysége és szerkezeti mozgások is. Ám míg LÓCZY (1913) szerint a területen először kisebb részmedencék alakultak ki a szélerózió eredményeként, melyek később egyesültek, addig CHOLNOKY (1918) elképzelése alapján már kezdetben is csak egyetlenegy főképp szerkezeti meg határozott árkos süllyedék jött létre. Mások szerint a Balaton kialakulása már a pleisztocén elején megkezdődött, kisebb, különböző mértékben süllyedő medencék létrejöttével, melyek egyesülését, és így egységes víztükör megjelenését egyes szerzők a riss végére valószínűsítették (MAROSI & SZILÁRD 1981, MIKE 1991). A Balaton iszapjában elsőként LÓCZY vezetésével mélyültek fúrások, majd

a 1980-as évektől további fúrások anyagán egyéb pl. geokémiai vizsgálatok mellett palinológiai és radiometrikus korhatározásokat is végeztek (CSERNY 1987, CSERNY & NAGY-BODOR 2000, NAGY-BODOR & SZUROMI-KORECZ 2002). Így ma már tudjuk, hogy a részmedencék kialakulása kb. 17–15 ezer éve kezdődött a Keszthelyi-öbölben és 10–12 ezer éve a legkeletibb Siófoki-medencét is tó borította. Ebben a folyamatban meghatározó szerepe volt az éghajlat hideg-szárazról meleg-nedvessé válásának. Sorozatos vízszintváltozások után, az egységes tőtükör csak kb. 5000 éve jött létre (CSERNY 2002). A „holocén” balatoni iszap alja, illetve az iszap alatt található tőzeg tehát valójában sok helyen késő-pleisztocén korú. A vizsgált fonyódi területen a fúrások alapján az iszap valóban holocén, nem harántoltak pleisztocén üledéket (CSERNY 2002), az iszap alatt a pannóniai Tihanyi Formációba sorolható kékesszürke agyagos kőzetlisztet, csillámos finomhomokos kőzetlisztet azonosítottak (CSERNY & CORRADA 1989).

## Ultranagy felbontású szeizmikus mérés és adatfeldolgozás

A sekélytengeri kutatásban elterjedten alkalmazott vízi szeizmikus méréseket az utóbbi 15–20 évben hazai folyókon és tavakon is végeztek (CSERNY & CORRADA 1989, SACCHI et al. 1998, TÓTH 2003). A vízi szeizmikus mérések előnye a szárazföldi szeizmikus mérésekkel szemben azok egyszerűségében, gyorsaságában és legfőképpen nagy felbontóképességében rejlik. A vízi szeizmikus mérések esetében a vizsgált közzetértogat pórusterét teljes egészében víz tölti ki, valamint a jelforrás és az érzékelő berendezések egyaránt víz alatt találhatóak. Így a magasabb frekvenciájú (1–10kHz) hullámok nagymértékű elnyelődése nem következik be, és akár a centiméteres felbontóképesség is elérhetővé válik. Ez a részletesség, figyelembe véve a szeizmikus szelvények gyakori túlmagasítását is, lehetővé teszi a szelvényeken megfigyelhető struktúrák összevetését a feltárásokban látható jelenségekkel. A mérések során az egy csatornás IKB-Seistec<sup>TM</sup> mérőműszert használtuk (TÓTH 2003). A fonyódi partnál mért szeizmikus szelvényeken a szeizmikus hullámok jellemző behatolási mélysége 15–20 m, felbontásuk pedig deciméteres nagyságrendű.

A mérés idején, 2003 őszén, hosszú meleg nyár után különösen alacsony volt a Balaton vízszintje. A partot a sekély víz miatt körülbelül 100 méterre lehetett megközelíteni, valamint meglehetősen nagy területen találtunk biogén gázt rejtő holocén iszapot. Ha az adott közeg — jelen esetben az iszap — pórusterfogatának akár csak néhány százalékát víz helyett szabad gáz tölti ki, akkor az így kialakuló víz-gáz fázishatár gyakorlatilag tükörként viselkedik a rugalmas hullámokkal szemben, s azok szinte teljes egészében visszaverődnek. Az ilyen helyeken a behatolás a gáztelített iszapig terjed, ezért a mederfenék alatti rétegekről nem kapunk információt (DARAI 2006). Így az értékelhető mérési terület határait, a fonyódi strand előtti 4,5 km<sup>2</sup> területen megszabta a vízmélység, valamint az iszap gáztartalma.

Az ultranagy felbontású szeizmikus szelvények értelmezéséhez az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén telepített Landmark GeoGraphix SeisVision™ szoftvercsomagot használtuk. Ezzel teljes szeizmikus interpretáció végezhető személyi számítógépeken.

A szeizmikus szelvényeken a függőleges tengely a két-utas futási idő (TWT), a geológiai értelmezéshez azonban ezeket a mélység függvényében kívánjuk megjeleníteni. Az idő–mélység konverzió a közeg sebességadatainak birtokában könnyen elvégezhető, azonban a vizsgált képződményben nem történt olyan mérés, amelyből sebességadatok rendelkezésre állnának. Ezért a szakirodalomban fellelhető adatokra hagyatkozva (CSERNY & CORRADA 1989, TÓTH 2003), a különféle közegekből (víz, laza iszap, konszolidált agyag, homok) álló rétegsor vastagságbecsléséhez az 1600 m/s átlagsebességértéket ítéltük a leginkább megfelelőnek. Ezzel számolva a szelvények legalsó, még értelmezhető tartományai 15–20 méteres mélységintervallumban helyezkednek el. A bemutatott szelvények (3., 4. ábra) túlmagasítottak, ennek arányában a rajtuk megfigyelhető dőlésszögek a valóságban sokkal kisebbek.

Bár a GeoGraphix szoftver lehetőséget nyújt a szabályos rácsháló mentén felvett kétdimenziós adatok térbeli ábrázolására, a vizsgált felszín térbeli megjelenítését a jobb térképminőség elérése céljából a Golden Software Surfer 8.0 térképszerkesztő programmal végeztük. A szeizmikus adatok alapján interpolált felület szabályos rácshálóját is ennek krigelő algoritmusával számítottuk.

### Szeizmikus fáciesegységek és azok értelmezése

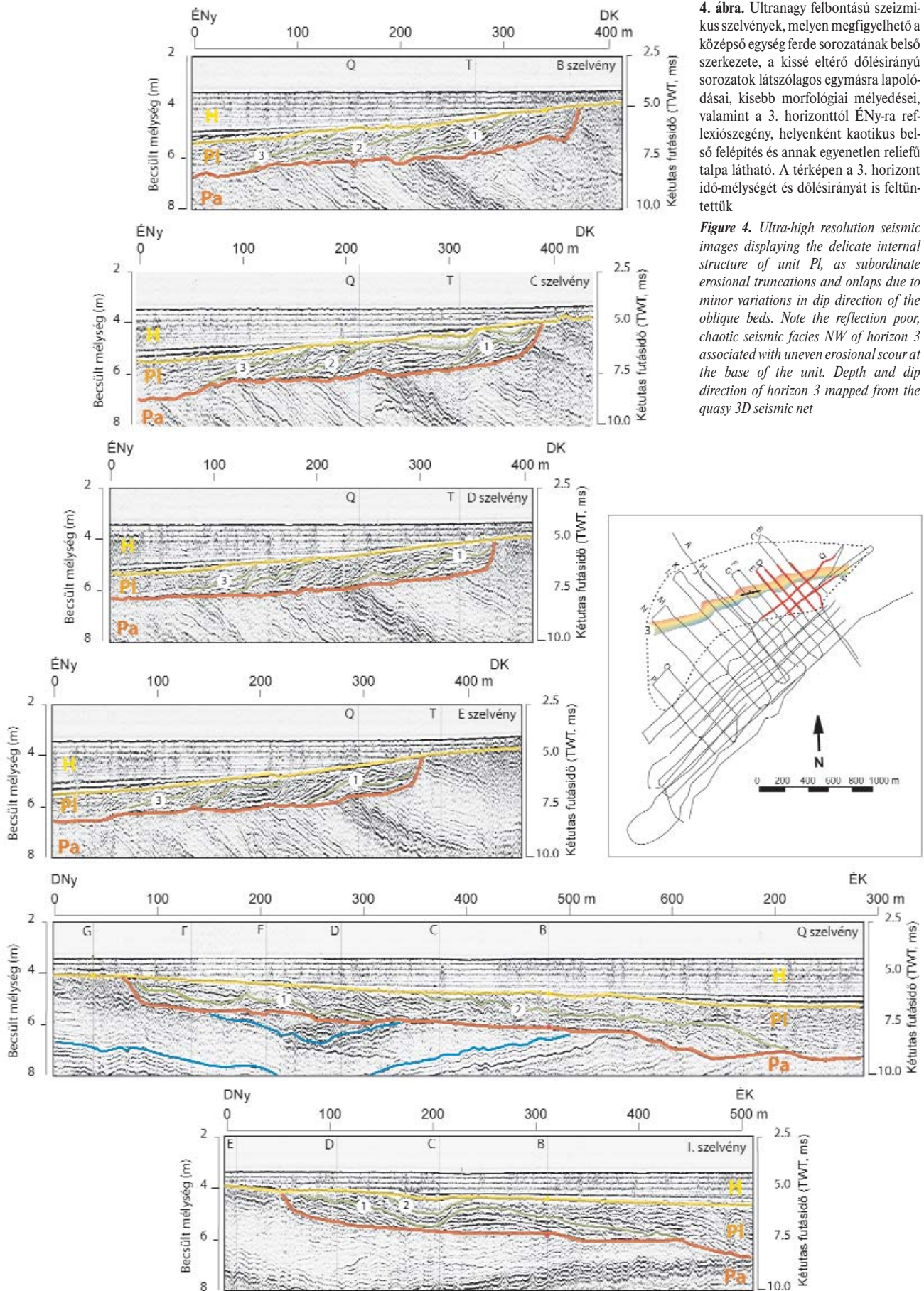
A szeizmikus szelvényeken alapvetően három, különböző jellegű reflexiókkal jellemezhető szeizmikus fáciesegység különíthető el (3. és 4. ábra). Ezek közül az alsó egység rendelkezik a leginkább összetett belső szerkezettel, valamint ennek vastagsága a legnagyobb és csak ez található meg a terület egészén. A középső és a felső egység térben és vastagságban is lényegesen kisebb kiterjedésű.

A *felső egység* (H) a balatoni iszap szerkezetét rajzolja ki. Ezen a területen csak a parttól 7–800 m távolságban jelenik meg (2. ábra) és a tó belseje felé vastagsága fokozatosan növekszik, a szelvényháló északi pereménél eléri a 2,5 m-t (3. ábra). Folytonos, vízszintes, közepesen erős, párhuzamos reflexiók jellemzik (3. és 4. ábra). Diszkonform módon rálapolódásokkal települ az alatta levő középső egységre, illetve délkeleti irányban azon túlterjedve szögdiszkonformán az alsó egység rétegeire. Alsó határfelülete a legerősebb reflexió, hiszen ez a laza, alig konszolidált balatoni iszap és az alatt fekvő kemény, de legalábbis konszolidált vagy gyengén cementált üledékes kőzetek határfelülete. Az iszapban helyenként megjelenő erős reflexiójú elnyúlt foltok helyi gázfelhalmozódásra, esetleg in situ képződésre utalnak (DARAI 2006). Amennyiben a gáz megjelenése közel pontszerű, kis tértartományra korlátozódik, úgy diffrakciós hiperbolákat hoz létre (3. ábra).

Az *alsó egység* (Pa), mely a terület egészén megtalálható a pannóniai rétegeknek feleltethető meg (vö. CSERNY & CORRADA 1989, SZTANÓ et al. 2005, SZTANÓ & MAGYAR 2007). Fő tömegét folytonos, enyhén hullámos, délkeleti irányba dőlő, változó erősségű párhuzamos reflexiók és valamivel vastagabb, kis amplitúdójú, zavaros elrendeződésű, gyenge reflexiókból álló egységek ciklikus váltakozása jellemzi. Az erős reflexiók felett gyakran lelapolódások figyelhetők meg. A párhuzamos reflexiók több helyen néhányszor 10 méter széles íves felület mentén megszakadnak és közéjük kis amplitúdójú, gyenge, esetenként kaotikus reflexióképző egység ékelődik. Nagy valószínűséggel az erős, folytonos, párhuzamos reflexiók finomszemcsés, agyagos-aleuritos rétegeket képeznek le, míg a gyenge, kaotikus elrendezésű reflexiók inkább homokos, összetett belső szerkezettel rendelkező képződményekről érkeztek. A „megszakítások” 1–2 m mély, valószínűleg erősen bioturbált agyagos mederkitöltések. A Balaton keleti részmedencéjében tapasztaltak (SZTANÓ et al. 2005), valamint a fonyódi Várhegy feltárásai (NOVÁK 2006) alapján ezek a rétegek a Tihanyi Formáció deltasíksági sorozatához tartoznak, torkolati zátonyok, öbölfeltöltések elemi üledékciklusaiként, paraszekvenciákként értelmezhetők. A terület délkeleti részén ettől eltérő szeizmikus fáciest találunk, a párhuzamos pannóniai reflexiókötögeket minimum 5–16 m mély, 120–400 m széles eróziós felület szakítja meg, mely déli, délkeleti irányban fokozatosan mélyül és szélesedik. Az eróziós felszín feletti összlet belső szerkezetét csak igen kis amplitúdójú reflexiók mutatják. Ez a képződmény megfigyelhető a fonyódi magaspart feltárásában is. Itt ez egy többszintű mederbevágódással és kitöltéssel felépített folyóvölgy lehet, melynek pannóniai korát a fekvő pannóniai rétegekkel konform dőlése és a pannóniai fedő megléte bizonyítja (NOVÁK 2006). Maga a bevágódás egy negyedrendű vízszintes jelző szekvenciahatár, melynek kora kb. 8,5–9 millió év (SZTANÓ & MAGYAR 2007). A pannóniai összlet harmadrendű szekvenciáinak elemzését HORVÁTH et al. (jelen kötet) tanulmánya adja.

A tanulmányunk tárgyát képező *középső egység* (PI) kizárólag a vizsgált terület északi-északnyugati részén, egy kb. 1,5 km sugarú ívet formázó területen fordul elő. Mindig a felső egység (azaz a balatoni iszap) alatt található és az alsó egységre (azaz a pannóniai képződményekre) szögdiszkonformán települ.

Belső szerkezetét tekintve a középső egység déli és északi része különböző. A délkeleti részen erős, nagy amplitúdójú, ferde reflexiók jellemzik (4. ábra), melyek kissé girbe-gurba lefutásúak, helyenként látszólag változó dőlésszögük miatt kisebb egymásra lapolódó szakaszokra bonthatók. A valós dőlésirány és dőlésszög változékonyság ellenére megállapítható, hogy északnyugati irányban dőlnek. Mivel a bemutatott szelvények erősen túlmagasítottak, fontos hangsúlyozni, hogy a ferde reflexiókat létrehozó rétegek dőlésszöge mindössze néhány (1–3) fok. S noha csupán alig több mint 1 m vastag testről van szó, a ferde rétegek sorozata dőlésirányban 150–300 m hosszan követhető, tehát ezek



biztosan nem tekinthetők keresztretegződésnek, ennél nagyobb architektúrális elemről van szó.

Az északi részen az egység talpának mélyebbre vágódásával és reliefjének megnövekedésével párhuzamosan, az erős, ferde reflexiókat kis amplitúdójú, gyenge reflexiók váltják fel (3. horizonttól ÉNy-ra, 4. ábra), melyekből a belső szerkezet már nem állapítható meg. Feltehetőleg itt a kitérés nem rétegzett vagy többé-kevésbé homogén összetételű üledék sejthető. Egyes szelvényeken az alatta fekvő pannóniai képződmények geometriájáról sem kapunk érdemi információt, azt jelezve, hogy maga a homogén kitérés nyeli el a rugalmas hullámok energiáját.

A középső egység bázisát képező diszkordanciafelület délkeletről északnyugat felé fokozatosan mélyebbre vág, majd közel állandó mélységben fut, morfológiai tagoltságot nem mutat. Ez a felület aztán a közettest északnyugati részén egyenetlenné válik. Ezzel együtt az öszzlet vastagsága is növekszik, — északon kb. 2 m, délen kb. 1 méter, — majd kiékelődik (4. és 5. ábra). Sajnos a fedő holocén iszap gáztartalma miatt további nyomozása sem az íves elterjedési terület északnyugati szélén, sem délnyugat vagy kelet felé nem volt lehetséges.

A középső egység elterjedési területének íve, ezzel összhangban talpának morfológiája, valamint a test ívére merőlegesen, a peremi bevágódással közel párhuzamosan futó 2–3° dőlésű reflexiók alapján egy nagyobb folyókanyarulat töredéke tárul fel. A ferde reflexiók az egykori meanderező folyó vándorlásának, és az ezzel összefüggő oldalazó gyarodásának eredményeképp létrejött „aktív mederkitöltés”, azaz övzátony rétegeit képezik le. A homogén szerkezetű rész a kanyarulat külső oldalán, annak fejlődését lezáró felhagyás utáni állapotban keletkezhetett, azaz a morotva „passzív mederkitöltése” (vö. ALLEN 1965).

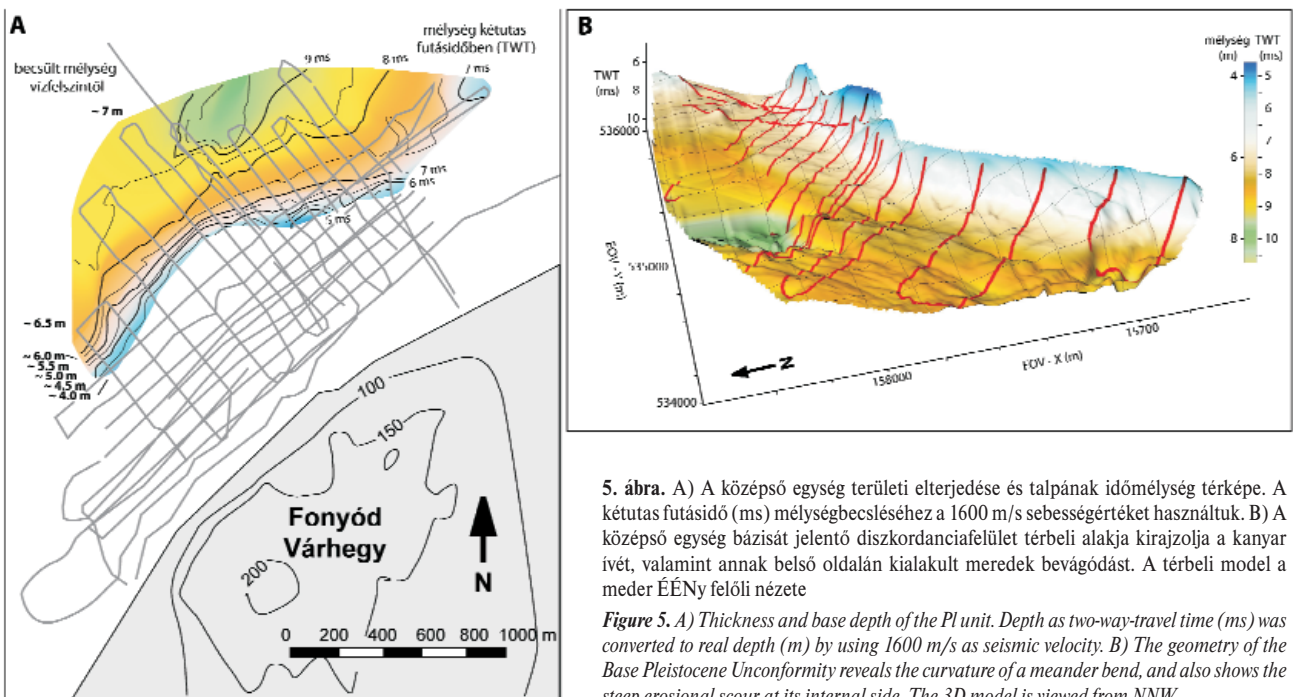
Az elterjedési térképről (5. ábra, a) leolvasható, hogy a

mederbevágódástól a külső ívig terjedő kanyarulat szélessége a 600 métert is meghaladja, melynek kb. fele az aktív, másik fele a passzív mederkitöltésből származik. Ne feledjük, hogy a térképezett közettest az eredeti mederkitöltésnek csupán a legalsó 1–2 m vastag része, a felette levő akár 5–10 m vastag üledékösszletet a Balaton kialakulásával járó hullámverés legyalulta. Az egykori folyó tekintélyes méretére csupán a mintegy 300 m széles felhagyott mederszakasz és az ív nagysága utal. Közismert, hogy a meanderező folyók kanyarulatának mérete a mederkitöltő vízhozammal arányosan nő (SCHUMM 1967), ilyen nagyságrendű kanyarulatokat Duna–Tisza méretű vízhozammal bíró folyók alakítanak ki.

### A térképezett medernyom kora és ősvízrajza

A kitérképezett folyó kora fúrási adatok hiányában csupán csak feltételezhető. Biztosan fiatalabb az alatta található pannóniai korú (kb. 9–7 M év, vö. MÜLLER & MAGYAR 1992, SZTANÓ & MAGYAR 2007) egységénél, illetve az azt deformáló tektonikai fázisnál, valamint a Tapolcai-medence vulkáni tevékenységénél (3,5±0,9 M év; MARTIN & NÉMETH 2004) is. Viszont idősebb a balatoni iszapnál, mely a nyugati részmedencében 17–15 000 éves (CSERNY 2002). A közeli somogyi dombokon, lényegesen magasabb topográfiai helyzetben, a pannóniai üledékekre települő, a Dunántúli-középhegységéből származó szemcséket is tartalmazó folyóvízi üledékek kora késő-pleisztocén–kora-holocén, 49–39, 22 és 9 ezer év (THAMÓ-BOZSÓ et al. 2009). A fonyódi meder kora, ezzel együtt sem adható meg, de keletkezése a késő-pleisztocénre valószínűsíthető.

E folyóvízi képződmény fiatal, a Balaton kialakulásával összevethető korára utalhat az a tény is, hogy e folyóvízi öszz-

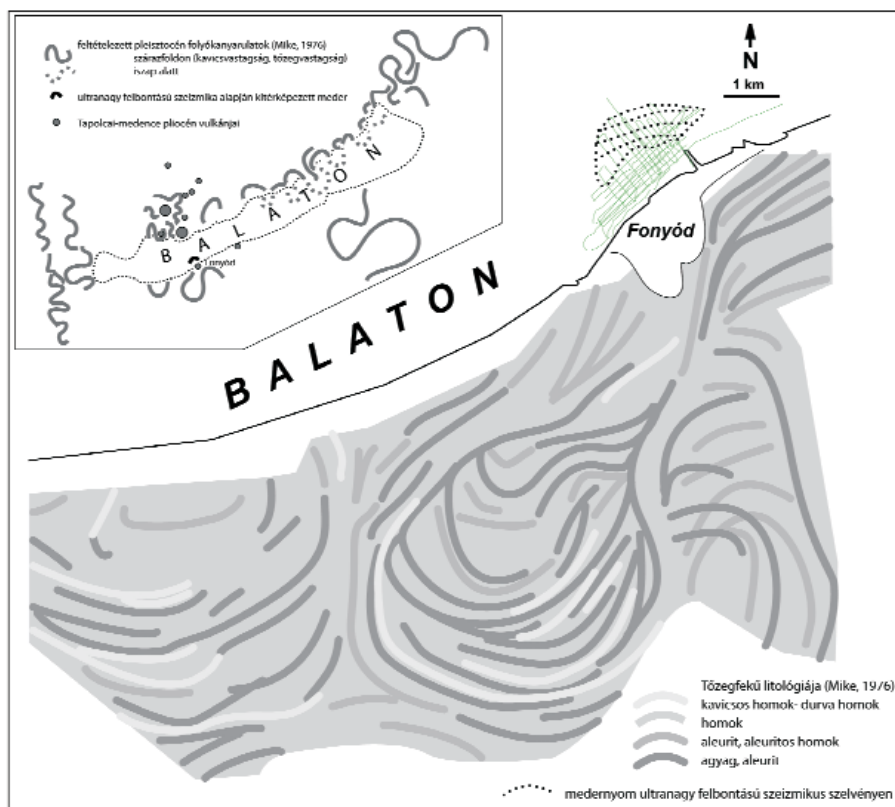


let minden esetben a Balaton iszapja alatt található, a Balaton tavi üledékei azon kissé túlterjedően települnek. Ez a tény azzal magyarázható, hogy az a topográfiai mélyedés, amely egykor a meanderező folyót erre vezette, a Balaton medrének kialakulásakor is létezett, meghatározva annak helyét.

A szeizmikus szelvényeken kirajzolódó, a pannóniai rétegekre eróziós felszín mentén települő folyóvízi összlet, kanyarulatának mérete alapján egy nagy vízhozamú, jelentős folyó lehetett. A pleisztocén vízrajzzal foglalkozó munkák közül (SOMOGYI 1960, MAROSI & SZILÁRD 1981) kiemelkedő MIKE (1991) összefoglaló tanulmánya Magyarország ősvízrajzáról. A Dunántúl számos területén egy ősi Duna méretű vízrendszer nyomait tárta fel. Szerinte az ősi Duna a kora-pleisztocén végén a Dunántúli-középhegységet délről megkerülve talált lefolyást, miközben a mai Balaton területén is áthaladt. Elképzelése szerint így került sor annak a hosszanti eróziós völgynek a kialakítására is, amelyben ma a Balaton foglal helyet. Ennek a völgynek a későbbi feldarabolódását ugyanazok a szerkezeti mozgások idézték elő, amelyek az ősi-Dunát a Visegrádi-szoros felé terelték (MIKE 1976). A Balaton környéki tőzegfekű kavicsos-homokos anyagából MIKE (1976) kirajzolta az ősfolyó lehetséges nyomvonalát (6. ábra). Megállapította, hogy ez a meder „Unio Wetzleri-s” homokba — azaz pannóniai üle-

dékbe vágódott be, — tanúhegyként hátrahagyva a fonyódi Várhegyet. Fonyód körül sűrű hálóban mélyült sekélyfúrások rétegsora csak a tőzeggel borított Nagyberekből állt rendelkezésre, a kanyarulat bizonyított folytatása a Balaton területén hiányzott.

Az általunk vizsgált középső szeizmikus fáciesegység területi elterjedése mind méretét, mind ívét és a kanyarépülés irányát tekintve is pontosan kiegészíti a MIKE (1976, 1980, 1991) által rajzolt, a fonyódi Várhegyet megkerülő, és a Balaton területén hiányzó folyómedernek a kanyarulatát (6. ábra). Hasonló medernyomok a balatoni iszap alatt más területeken — pl. a Siófoki-medencében — is vannak (SZAFIÁN et al. 2007). Ez a felismerés alátámaszthatja a MIKE által vázolt ősvízrajzi kép helyességét, miszerint egy viszonylag nagyméretű folyó kanyargott erre egy pontosan meg nem határozható posztpannóniai — valószínűleg késő-pleisztocén — időszakban. A Balaton medencéjének kialakulása ezen ősfolyó mederövéhez kapcsolódhatott, kihasználva az egykori folyóvölgy környezeténél mélyebben fekvő helyzetét, és erodálható mederanyagát. Jelenlegi ősvízrajzi ismereteink alapján azt azonban kizárhatjuk, hogy ez a folyó az ősi-Duna lenne, az ugyanis akkor valószínűleg már a kiemelkedőben levő Dunántúli-középhegység északi oldalán a Visegrádi-szoros fele haladhatott (vö.



6. ábra. MIKE (1976) által — a tőzeg alatti kavics-homok vastagság adatai alapján — feltételezett pleisztocén ősmernyomok a Balaton (a) — illetve Fonyód (b) — környékén. A fonyódi Várhegyet látszólag egy tekintélyes méretű kanyarulat ölelhetette körbe, melynek hiányzó darabja az általunk kiterképezett kanyarulatattörődék.

**Figure 6.** Based on a large number of shallow drillings thickness of gravel and sand underlying peat indicate Pleistocene channels according to MIKE (1976) both in the vicinity of Lake Balaton (a) at Fonyód (b). The Fonyód Várhegy might have been embraced by a huge meander bend. Its missing portion could have been mapped by the help of this ultra-high resolution seismic study



GÁBRIS & NÁDOR 2007). A medreket bármely más késő pleisztocén, viszonylag nagyobb vízhozamú, a Balaton-felvidék előterét átszelő, Duna-völgyi süllyedék felé tartó folyó kimélyíthette. A folyómeder kanyarulatának íve továbbá arra is utal, hogy a fonyódi Várhegy, mint topográfiai kiemelkedés már akkor is létezett, amikor a folyó ezen a területen meanderezett.

### Következtetések

A Pannon-tó feltöltődése, deltasíksággá, majd alluviális síksággá alakulása után a pliocén vagy kora-pleisztocén feszültségtérben a balatonkörnyéki pannóniai rétegek enyhé redőkbe gyűrődtek. A balaton-felvidéki bazaltvulkanizmust követően, de főleg a pleisztocén eljegesedési fázisokban a hideg szelek hatására a laza aleurit – finomhomok méretű pannóniai üledék intenzív lepusztulása következett be. Helyenként — a tanúhegyek alatt — azonban, így Fonyódon is, a pliocén bazaltsapka megvédte azt a kifúvástól. A Balaton-felvidék elsősorban deflációval mélyített előterében talán a pleisztocén egy melegebb szakaszában, vagy éppen a pleisztocén végi felmelegedés miatt, egy jelentősebb nagyságú folyó kanyargott. Egyik kanyarolata a fonyódi Várhegyet kerülte meg. A kanyar egy szakaszának létét ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken kiterképezhető eróziós felszínnek morfológiája és a ráakódott üledék belső szerkezete egyaránt bizonyítja. A kanyart építő folyó medrében alul az aktív épülés feltehetőleg durvaszemcsés

hordaléka, míg a meder felsőbb részében a felhagyást követő morotva finomszemcsés, szervesanyagdús, majd lápi üledékei képződhetnek. A Balaton kialakulásakor a hullámverés nagymértékben erodálta ennek a folyónak a nyomát, melyre azután a 17–15 ezer évtől kezdődően, de főleg a holocénben a Balaton iszapos üledékei rakódtak le. Délebbre, a Nagyberekben, ahová a Balaton csak magas vízállásai során öntött ki, az egykori meder kavicsos-homokos folytatása tőzeggel lefedett helyzetben megmaradhatott. Bár ez a folyó valószínűleg nem az ős-Duna, hanem egy a közép-duna-völgyi süllyedék felé tartó másik folyó lehetett. Eredményeink főbb vonásaiban alátámasztják MIKE (1991) koncepcióját a Dunántúl ősvízrajzáról és a Balaton kialakulásáról.

### Köszönetnyilvánítás

Ez a tanulmány NOVÁK Dóra szakdolgozatának részeként készült az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén. A szeizmikus szelvényeket a Landmark Geographix „university grant” szerződés keretében biztosított szoftverrel értelmeztük. Ennek használatában CSONTOS László volt segítségünkre, akinek ezúton szeretnénk köszönetet mondani. Köszönet jár továbbá a Geomega Kft. munkatársának, TÓTH Tamásnak a geofizikai adatfelvétel és feldolgozás során nyújtott segítségéért. A szeizmikus méréseket és a munkához szükséges egyéb anyagi forrásokat az OTKA T037724 számú pályázatából fedeztük.

### Irodalom — References

- ALLEN, J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology* **5**, 89–191.
- BOROS J. (szerk.) 1985: A Balaton környékének építésföldtani térképsorozata 1/b 1:50 000. — *A MÁFI kiadványa*, Budapest.
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — In: LÓCZY L. (szerk.): A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. **I/2**, 316 p.
- CSERNY T. 1987: A Balaton aktuálgeológiai kutatásának eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985-ről*, 343–364.
- CSERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 193–213.
- CSERNY, T. & CORRADA, R. 1989: Complex geological investigation of Lake Balaton (Hungary) and its results. — *Acta Geologica Hungarica* **32**, 117–130.
- CSERNY, T. & NAGY-BODOR, E. 2000: Limnogeology of Lake Balaton (Hungary). — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. & KELTS, K. (eds): Lake Basins Through Space and Time. *AAPG Studies in Geology* **46**, 605–618.
- CSILLAG G., MAGYAR I., HÁMORI Z. & SZTANÓ O. 2010: A Kállai Kavics települési helyzete a Tapolcai-medencében geoelektromos szelvények és fúrás adatok tükrében — *Földtani Közlöny* **140/2**, 183–196.
- DARAI E. 2006: Sekély gázfelhalmozódások a Balaton holocén iszapjában és alatta. — *Egyetemi szakdolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — 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**, 295–334.
- GÁBRIS, Gy. & NÁDOR, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. — *Quaternary Science Reviews* **26**, 2758–2782
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F. & TARI, G. 1999: IBS Pannonian basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. — 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**, 195–213.

- HORVÁTH F., SACCHI M. & DOMBRÁDI, E. 2010: Pannon medenceüledékek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata Dél-Dunántúlon és a Balatonon. — *Földtani Közlöny*, jelen kötet.
- HORVÁTH Zs. & SCHEUER Gy. 1975: A balatonföldvári és a fonyódi magaspártok állékonyságának mérnökgeológiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **105**, 335–343.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **62**, 96–109.
- JÁMBOR Á. 1998: A Magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol-MÁFI, 495–517.
- KORPÁS-HÓDI M. 1998: Medenceperemi pannóniai s.l. üledékes formációk rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol-MÁFI, 453–468.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **I**, 81 p.
- LÓCZY, L., CHOLNOKY, J., KORMOS, T., LACZKÓ, D., LÁSZLÓ, G., TAEGER, H., TREITZ, P., VADÁSZ, E. & VITÁLIS, I. 1920a: A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe 4 lapon, 1:75 000. — A M. Földr. Társ. Balaton Biz., Budapest.
- LŐRENTHEY I. 1911: Adatok a Balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai helyzetéhez. — In: LÓCZY L. (szerk.): *Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* **I/1**, 23–30.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* **29**, 1–30.
- MARTIN, U. & NÉMETH, K. 2004: Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. — *Geologica Hungarica, ser. Geologica* **26**, 192.
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vízrajzi Atlasz* sorozat, Vtuki, **21**, 30–39.
- MIKE K. 1980: Ősmedenyomok a Balaton környékén. — *Földrajzi Értesítő* **29**, 313–334.
- MIKE K. 1991: *Magyarország ősvízrajza és felszíni vizeinek története*. — Aqua Kiadó, Budapest, 698.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992: A Prosodacnomyák rétegtani jelentősége a Kötce környéki pannóniai s.l. üledékekben. — *Földtani Közlöny* **112/1**, 1–38.
- NAGY-BODOR E. & SZURÓMI-KOECZ A. 2002: A Balaton negyedkori üledékeinek sporomorpha és ostracoda eredményei. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 215–229.
- NOVÁK D. 2006: A Pannon-tó deltasíksági kifejlődései (Tihanyi Formáció) Fonyód környékén. — *Egyetemi szakdolgozat*, ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 92 p.
- SACCHI, M., TONIELLI, R., CSERNY, T., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., MAGYARI O., MCGEE, T. M. & MIRABILE, L. 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. & SÉRRANE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 357–390.
- SOMOGYI S. 1960: Hazánk folyóhálózatának kialakulása. — *Kandidátusi értekezés*, Budapest.
- SCHUMM, S. A. 1967: Meander Wavelength of Alluvial Rivers. — *Science* **157/3796**, 1549–1550.
- SZAFIÁN, P., BADA, G., SZTANÓ, O., ZLINSZKY, A., SZÉKELY, B. & HORVÁTH, F. 2007: High-resolution seismic investigations at Lake Balaton, Transdanubia, I: Paleoenvironments and lake level variations. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, HUNTEK Workshop, Sopron, Abstract book*, p. 33.
- SZTANÓ, O. & MAGYAR, I. 2007: Deltaic parasequences on gamma logs, ultra-high resolution seismic images and outcrops of Lake Pannon deposits. — *Joannea Geol. Palaont.* **9**, 105–108.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA, L., BABINSZKI, E. & MAGYARI, Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — *Abstracts of 12th RCMNS, Vienna*, 227–230.
- SZTANÓ O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in the Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 38897836
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI Á., MUSITZ, B. & NAGY, A. 2009: OSL ages and origin of Late Quaternary sediments in the North Transdanubian Hills (Hungary): timing of neotectonic activity. — *Quaternary International* **222/1–2**, 209–220.
- TÓTH T. 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. — *Doktori értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 135 p.

Kézirat beérkezett: 2010. 03. 30.