

# A „harmadik folyó” – Pleisztocén folyóvízi üledékek ultranagy felbontású szeizmikus szelvényeken a Tisza Tiszadob–Martfű közti szakaszán

*The third river – Analysis of Pleistocene fluvial sediments using UHR seismic sections at the River Tisza, from Tiszadob to Martfű*

NAGY Ágnes Tímea<sup>1</sup> – TÓTH Tamás<sup>2</sup> – SZTANÓ Orsolya<sup>1</sup>

(12 ábra)

*Tárgyszavak: Közép-Tisza vidék, ultranagy felbontású szeizmika, ősvízrajz, mederparaméterek*  
*Keywords: Middle Tisza area, UHR seismic, palaeohydrography, channel parameters*

## Abstract

The nearly 200 km long UHR single channel seismic section examined in 1995 on the River Tisza reaches from Tiszadob to Martfű. This examination provided a detailed image of the 10–20 m thick deposit under the recent riverbed of the Tisza, with a resolution of 0.5 m horizontally and 0.1 m vertically. The deposits can be classified into three groups by their geometry:

Bundles of mostly horizontal, parallel, weak to strong reflections can be interpreted as vertically accreted silty and clayey overbank deposits, in which some stronger reflectors indicate that the sand sheets spread over on the floodplain during floods. The thickness of the floodplain deposits can reach 10–15 m.

Inclined strata sets can be seen, these are 3–4 km long and approximately at the same depth of 21–25 m in the investigated area. The 5–8 m thick series of inclined reflections with alternating (1–4°) dip angles above flat or uneven or repeatedly incised erosion surfaces could have been produced by lateral accretion of a pointbar of an ancient meandering river. Channel parameters of the primeval stream can be estimated by using the thickness of inclined strata sets, the dip angle and the length of the reflections. The average depth of the channel was 5–8 m, the apparent width was 200–300 m and the bankful discharge has been estimated about 700–800 m<sup>3</sup>/s.

The trough-shaped, converging reflections inclining upwards to the edges connected with erosional surfaces or inclined strata sets are mostly subsequent infill of cut-off channels or oxbow lakes. The sizes of the channel-fills – average width and depth are 150–200 m and 5–8 m respectively – also can be taken into consideration when as estimating the size and discharge of the ancient river. Comparing the calculated parameters of the ancient river to the Tisza, a good correspondence is found.

The interpreted seismic sections prove that an ancient stream – approximately with size and discharge close to the recent one – meandered in the recent valley of the Tisza during the Late Pleistocene. This concept fits into the Late Pleistocene three-axis drainage system palaeohydrography model of the Pannonian Basin. According to this theory when the palaeo-Tisza was flowing in the area of Berettyó-Érmellék and the palaeo-Danube crossed the Duna–Tisza Interfluve, there existed a relatively big, third river with a large discharge and it meandered in the Tokaj–Szolnok elongated depression.

## Összefoglalás

Az 1995-ben Tiszadob és Martfű között mért, mintegy 200 km-nyi ultranagy felbontású, egycsatornás vízi szeizmikus szelvények közvetlenül a Tisza mederfeneke alatti 10–20 m üledékről nyújtanak részletes

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/c

<sup>2</sup>Geomega Kft., 1095 Budapest, Mester u. 4. I/2.

képet – vízszintesen kb. 0,5 m, függőlegesen 0,1 m felbontással. Geometriájuk alapján az üledéksor három csoportba sorolható.

A részben vízszintes, változó erősségű párhuzamos reflexiókkal jellemzett kötegek felfelé gyarapodó, többnyire agyag-aleurit anyagú ártéri üledékként értelmezhetők, melyen belül egy-egy „keményebb” reflektor jelzi az árvízkor az ártérre kerülő homoklepleket. Az ártéri üledékek vastagsága a 10–15 métert is elérheti.

A vizsgált területen körülbelül ugyanabban a mélység szintben – a recens üledék alatt 21–25 m relatív mélységig – helyenként akár 3–4 km hosszan ferde reflexiókötegeket követhetünk nyomon. Az 5–8 m vastag, váltakozó (1–4°-os) dőlésszögű, egyenes vagy egyenetlen, akár ismételt bevágódó eróziós talpú, ferde rétegsorozatok egy korábbi meanderező folyó oldalirányban gyarapodó övzátonyként keletkeztek. A ferde reflexiószorozatok vastagságából, a reflexiók hosszából és dőlésszögéből megbecsülhetők az egykori meder paraméterei: a meder átlagos mélysége 5–8 méternek, látszólagos szélessége 200–300 méternek, az ehhez tartozó mederkitöltő vízhozam pedig átlagosan 700–800 m<sup>3</sup>/s-nak adódott.

A tál alakú, perem felé emelkedő, összetartó reflexiók, melyek vagy eróziós felszínnel, vagy ferde rétegsorozatokkal vannak összeköttetésben, legtöbbször lefűződött medrek – morotvák – utólagos feltöltései. A mederkitöltések méretei – átlagosan 150–200 m szélesség és 5–8 m mélység – is figyelembe vehetők az egykori folyó méretének és vízhozamának becslésében. Az ősi vízfolyásra számolt értékeket a recens folyóink nagyságával összevetve azt tapasztaljuk, hogy azok jó egyezést mutatnak a mai Tisza méreteivel.

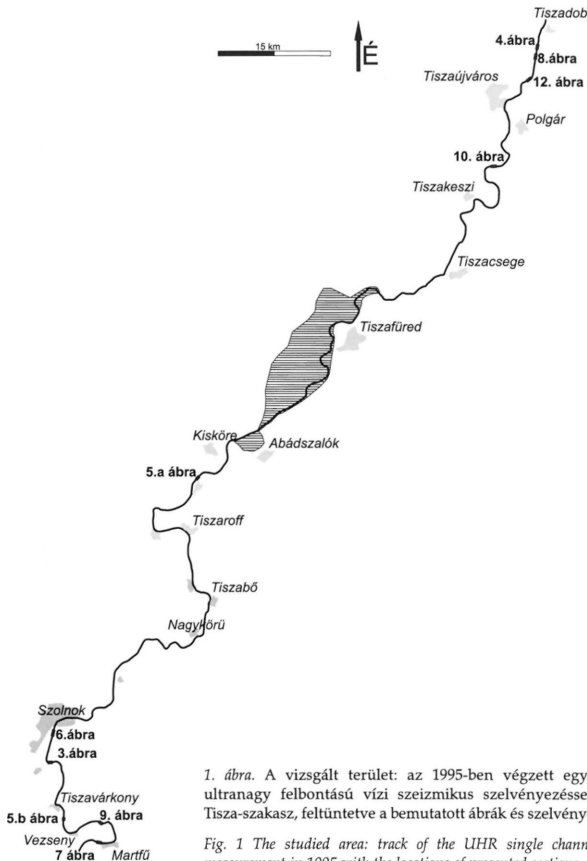
A feldolgozott sekélyszelvények azt bizonyítják, hogy a Tisza jelenlegi mederövének helyén a mai folyó méretét és vízhozamát megközelítő ősi vízfolyás kanyargott feltételezhetően a pleisztocén végén. Ez az elképzelés beilleszthető a medence vízhálózatának fejlődésébe, a pleisztocén végi háromtengelyű vízrajzi képhez, mely szerint, amikor a Tisza még az Érmellék–Berettyó vonalán szállította a keleti hegységkeret vizeit, létezett egy viszonylag nagy vízhozamú harmadik folyó a Tokaj–Szolnok vonalon.

## Bevezetés

A tiszai Alföld majdnem teljesen sík – alig 100 m-es szintkülönbségekkel tarkított – felszínének kialakításában a negyedidőszakban a folyóvízi feltöltés játszotta a főszerepet. A Pannon-medence ősvízrajzáról származó ismereteink főleg felszíni geomorfológiai megfigyeléseken (BORSY 1954, 1961, 1968, 1989; CHOLNOKY 1907, 1910; GÁBRIS 1970; MIKE 1975; SÜMEGHY 1944) és különböző fúrású adatsorok feldolgozásán (FRANYÓ 1966; MIKE 1991; MOLNÁR 1966, 1973, 1977; RÓNAI 1985; SOMOGYI 1961; URBANCSEK 1960, 1962, 1965,), valamint az elmúlt évtized összegző tanulmányain (GÁBRIS 1995, 1998, 2002; NÁDOR et al. 2003, in press; THAMÓ-BOZSÓ et al. 2002; TÍMÁR et al. 2005) alapulnak. GÁBRIS (2002) a Pannon-medence két-, majd háromtengelyű ősvízrajzi modelljében összefoglalta az eddig rendelkezésünkre álló adatokat. Eszerint a késő-pleisztocén során a Duna és a Tisza ősei mellett egy harmadik jelentősebb vízhozamú folyó létezhetett a mai Tisza övében, ám ennek mélyenségére eddig csak közvetett bizonyítékok álltak rendelkezésre.

Modern geofizikai módszerek, mint a GPR (földradar) (BRIDGE et al. 1995, 1998, FIELDING et al. 1999), vagy a jelen kutatásban alkalmazott vízi sekélyszelvényes mérések (TÓTH et al. 1997; SZTANÓ et al. 2002) új teret nyitnak a folyóvízi üledékek nagyfelbontású szerkezeti vizsgálataiban. Hazánkban az 1990-es évek közepe óta folynak az ELTE Geofizikai Tanszék és a Geomega Kft. kivitelezésében vízi, nagy- és ultranagyfelbontású szeizmikus mérések. Ezek egyik legelső alanya a Tisza volt (TÓTH et al. 1997; TÓTH 2003). A módszerrel szerzett új és részletes földtani adatok sokoldalúan hasznosíthatók a negyedidőszak-kutatásban, a szedimentológiában,

jelen esetben a tiszai Alföld fejlődésének vizsgálatával kapcsolatban. A felszíni feltárások léptékével közvetlenül összevethető felbontású szeizmikus kép a felszínközeli üledékes és tektonikai struktúrák nagyon részletes feltérképezéséhez nyújt segítséget. A neotektonikával kapcsolatos eredményeket TÓTH & HORVÁTH (1997, 1999) foglalta össze. A Tisza mederfenéke alatti üledékes szerkezeteket SZTANÓ et al. (2002, 2003) vázolták. Jelen tanulmányunkban a „harmadik folyó” létezésének kérdéskörét járjuk körbe, és ehhez adunk új eredményeket az 1995-ben a Közép-



1. ábra. A vizsgált terület: az 1995-ben végzett egycsatornás ultranagy felbontású vízi szeizmikus szelvényezéssel érintett Tisza-szakasz, feltüntetve a bemutatott ábrák és szelvények helyeit

Fig. 1 The studied area: track of the UHR single channel seismic measurement in 1995 with the locations of presented sections

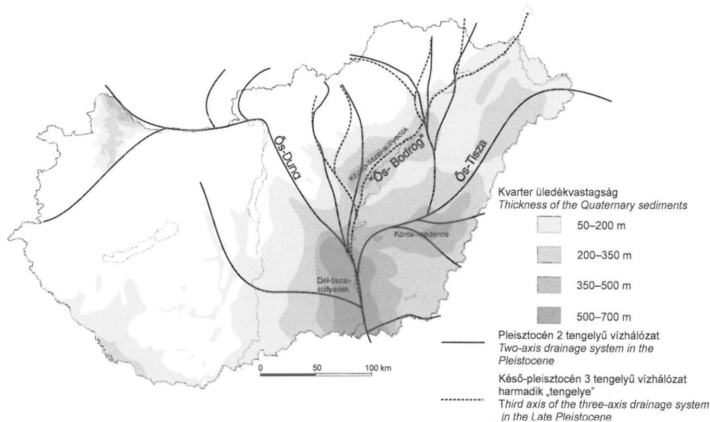
Tiszán mért szeizmikus szelvényezés (1. ábra) alapján leírt folyóvízi fáciesek elemzésével.

### Az Alföld folyóhálózatának kvarter fejlődése

Az Alföld az igen kis topográfiai különbségeket mutató alluviális síkságok egyik legszebb európai példája. A pliocéntól napjainkig folytatódó – a lokális és időszakos bevágódásoktól eltekintve – folyamatosnak tekinthető, viszonylag nagymértékű medencesüllyedésnek és az állandó bőséges üledékbeszállításnak köszönhetően nagy vastagságú folyóvízi üledékekkel töltődött fel a ma is süllyedő medence (RÓNAI 1985; FRANYÓ 1992; JOÓ 1992). A „kvarter tektonikus inverzió” (HORVÁTH & CLOETINGH 1996) hatására megemelt hegységkeretből lefolyó, a mai vízrendszer tengelyét képező Duna és Tisza, valamint mellékvizei őseinek üledéklerakása tartott egyensúlyt a medencesüllyedéssel. A folyóvízi feltöltődés helyét a medence térben és időben egyenlőtlen mértékű süllyedése határozta meg: az erősebben süllyedő területek jelölték ki a folyók fő lefolyási irányát. A legmélyebb területeken mocsárvilág alakult ki, míg a magasabb, szárazra került térszíneken az eolikus felszínalakulás uralkodott. Az Alföldön három erősebben süllyedő részmedence alakult ki még a középső–késő-miocén szerkezetfejlődés folytatásaként: a Körös-medence (Derecskei-árok), a Dél-tiszai-süllyedék (Makó–Hódi-árok) és a Közép-tiszai-süllyedék (Jászszági-medence) (RÓNAI 1985).

A pliocénben feltehetőleg még a Dunántúlon nagyjából É–D-i irányban átfolyó ős-dunai vízrendszer (SZÁDECZKY-KARDOSS 1938; MAROSI & SZILÁRD 1981) a pleisztocén elején a dunántúli és hegyvidéki területek emelkedésével, valamint az Alföld központi részének megélnkülő süllyedésével egyre keletebbre terelődött, felépítve a Duna–Tisza köze kiterjedt, 200–500 m vastag alluviális törmelékkúpját (SÜMEGHY 1944; MOLNÁR 1977). Korábbi elképzelések szerint a Duna ekkor már a Visegrádi-szoroson keresztül lépett az Alföldre (PÉCSI 1959). Ezzel szemben RUSZKICZAI-RÜDIGER et al. (2005) kiterjedtségkor-vizsgálatai késő-pleisztocén kort feltételeznek a Visegrádi-szoros kialakulására. A Nyírség nagy hordalékkúpja a Duna hordalékkúpjával egy időben épült az Északkeleti-Kárpátok vizeit levezető ős-Szamos, ősbodrog stb. közreműködésével (SÜMEGHY 1944; BORSY 1954, 1961). A keleti hegységkeret fő vízfolyása, az őstisza, – mely MIKE (1991) szerint ekkor már a Huszti-kapun át lépett az Alföldre – is a nyírségi hordalékkúp délkeleti részén folyt keresztül az Érmellék–Berettyó irányába (SÜMEGHY 1944, BORSY 1961, 1989) (2. ábra). A Szamos és a Kraszna délről torkollott az őstiszába. Az Északi-középhegység vizeit levezető kisebb vízfolyások – a Zagyva, a Tarna, az Eger a Sajó–Hernád – egyenesen folyhattak a Jászszágon, a Nagykunságon és a Hortobágyon át dél felé (SÜMEGHY 1944, BORSY 1989, MIKE 1991). A Maros őse a Keleti-Kárpátok vizeit összegyűjtve töltötte fel hordalékkúpjával az Alföld délkeleti részét (BORSY 1989).

A pleisztocén során a Tisza kisebb-nagyobb helyváltoztatásokkal, de végig az Érmellék–Berettyó–Körös vonalon futott. Ezzel szemben már a korai földtani és vízföldtani tanulmányok (SÜMEGHY 1944, URBANCSÉK 1960) is azt sugallták, hogy a medence két vízrajzi tengelyét képező Duna és Tisza ősei mellett a Tokaj–Szolnok vonalon a modern Tisza megjelenése előtt is jelentős folyóvízi tevékenység zajlott. A kvarter alluviális üledékek itt tapasztalható nagy vastagsága (FRANYÓ 1992) is



2. ábra. A kvarter üledékek nagy vastagsága (FRANYÓ 1992 után) a Jászsági-medencében egy nagyobb folyó feltöltő szerepére utal a vizsgált területen. A részmedence intenzívebben süllyedő időszakában az északi hegységek vizei egy ÉK–DNY-i irányú vízfolyásban találhattak lefolyást a Dél-tiszai-süllyedék felé, melyre közvetett bizonyítékok csak a késő-pleisztocén időszakból vannak

Fig. 2 Large thickness of the Quaternary deposits in the Jászság Basin denote the role of the infilling of a larger river in the studied area. In periods of more intensive subsidence of the subbasin drainage of the northern mountains could happen in a north-eastern–south-western stream towards the South Tisza Depression. There are indirect evidences only from the Late Pleistocene for it

igazolja e feltevést (2. ábra). Az irodalom e korábbi bizonyítékait saját geomorfológiai megfigyeléseivel kiegészítve azonban csak GÁBRIS (2002) foglalta össze háromtengelyű vízrajzi modelljében. Mivel jelen tanulmány tárgya is ez a terület, célszerű itt kicsit elidőznünk.

Már a múlt század elején is írt le CHOLNOKY (1907) Tiszagyenda–Tiszaróff térségében olyan görbült homokgerinceket, melyeket folyóvízi eredetűnek gondolt, és méretükből adódóan a Tisza ősi kanyargásaihoz társította őket. Igaz, később BORSY (1968) – támaszkodva MOLNÁR (1964, 1966) nehézásvány-vizsgálataira – elveti a homok tiszai eredetét, és felveti a formák deflációs keletkezését. Később GÁBRIS (2002) bizonyítja, hogy a felszíni formák kialakításában a folyóvíznek volt döntő szerepe.

SÜMEGHY (1944) a pleisztocén elején vélte aktívnak a Tokaj–Szolnok szakaszt, amikor is az északi hegyvidék vizei az ekkor mélyebben fekvő Középtiszai-süllyedékben gyűltek össze, és találtak lefolyást az Alföld központi mélyedése felé, ahová az ős-Tisza és ős-Duna is tartott. Később a Jászsági-medencét hordalékukkal gyorsan feltöltve egyenesen a Nagykunságon és Hortobágyon át találhattak lefolyást az Érmellék–Berettyó vonalán folyó Tisza felé. Elgondolása szerint csak később, a Tisza mai helyére történt átváltásával lett ismét állandó vízfolyás levezetője e szakasz.

URBANCSEK (1960, 1962, 1965) alföldi víztermelő kutak fajlagos vízhozamának és kémiai jellegének elemzéséből szintén arra a következtetésre jutott, hogy a késő-pleisztocén előtt az Északi-középhegységből lejövő vizek egy ÉK–DNY-i irányú

folyóban vezetődek le Szolnok felé. Am a késő-pleisztocénben – e peremi süllyedék feltöltődése után – a korabeli irodalommal egybehangzóan (SÜMEGHY 1944, BORSY 1961) ő is egy észak–déli, az Alföldön átfolyó vízfolyásrendszert rekonstruál. A vízkutató fúrásokból szerkesztett részletes földtani szelvényei azt sugallják, hogy a Jászsági-medence süllyedése folyamatos vagy többszakaszú, megújuló jelenség volt (GÁBRIS 2002).

A Tisza mai mederövét számos igen nagy méretű elhagyott folyókanyarulat övezi, melyek méreteikből kiindulva egy, a Tiszánál nagyobb vízhozamú folyóhoz köthetők. Ilyen például az Üllő- és Oktalan-lapos, a polgári Kengyel-ér, a margitai, a tiszacsegei, az egyeki Nagy-lapos, melyekről GÁBRIS et al. (2001), GÁBRIS (2002) bebizonyították a késő-pleisztocén (késő-pleniglaciális, késő-glaciális) kort, valamint az északi-középhegységi lehordási területet. Hasonló hatalmas meandert látunk Szolnok–Martfű vonalában (Kengyel-ér), mely szintén feltételezhetően ugyanazon folyó maradványa, bár kora kérdéses. Ugyanebbe a medergenerációba tartozhatnak a Sajó-hordalékkúp nagy meanderei is (pl. Énekes-ér) (GÁBRIS et al. 2001; NAGY B. 2002).

A fenti eredményeken alapul a medence háromtengelyű vízrajzi modellje (2. ábra), mely szerint az Ős-Duna és Ős-Tisza mellett a Jászsági-medence, Közép-tiszai-süllyedék, illetve a Sajó torkolatáig taró árokszerű meghosszabbodásának intenzív süllyedési időszaka esetén a „harmadik folyó” – nevezhetjük „Ős-Bodrognak” – gyűjtötte össze, és szállította délkelet felé az északi kiemelt területek vizeit (Zagyva, Tárna, Eger, Laskó, Sajó, Hernád, Bodrog) (GÁBRIS 2002). E harmadik nagy folyó jelenléte azonban csak a késő-glaciálisban tűnik bizonyítottnak az előbbieken említett – a felszínen ma is látható – nagy meanderek kora és üledékanyaga alapján.

A késő-pleisztocén nagyszerkezeti mozgások jelentős mértékben átrajzolták a medence vízrajzi képét. A Duna a Duna–Tisza közti hordalékkúpjáról a mai Duna-vidék déli részének süllyedésével nyugatra vándorolt és elfoglalta mai helyét (RÓNAI 1985; JASKÓ & KORDOS 1990, JASKÓ & KROLOPP 1991). A Duna helyváltoztatásának folyamatos vagy a Tiszához hasonlóan avulziós volta máig vitatott, bár a szerzők többsége a folyamatos nyugat felé tolódást tartja valószínűbbnek (PÉCSI 1959; RÓNAI 1985; GÁBRIS & NÁDOR in press). A Tisza mai helyére az Alföld peremi fiókmedencéinek vonalán a Bodrognak és a Bereg–Szatmári-síkság süllyedésével kerülhetett (BORSY 1954, 1989). SOMOGYI (1961) szerint az átváltás a pleisztocén–holocén határon történt, BORSY (1961) korábbi vizsgálatai alapján a fenyő–nyír elejére (preboreális, 10 000–9000 BP) datálta az „átvágást”, amikor megszűnt a nyírségi hordalékkúp épülése. TÍMÁR et al. (2005) szerint ez akár már a legutolsó glaciális maximumot követően kb. 18 000–16 000 évvel ezelőtt is bekövetkezhetett. Ezzel szemben NÁDOR et al. (in press) a Körös-medencében végzett integrált vizsgálatai OSL és <sup>14</sup>C-korok alapján azt bizonyítják, hogy az Ős-Tisza 13 000–14 000 évvel ezelőtt még mindenképp a Körös–Berettyó–Érmellék vonalon folyt, tehát az egyébként néhány száz, esetleg ezer év alatt lezajló átváltás (cf. SMITH et al. 1989; BRIDGE 2003) ezt követően történhetett meg. Amennyiben a Tisza átváltása nem egy korábbi létező mederöv területére történt, úgy a mai mederöv kialakulása relatíve hosszú időt is igénybe vehetett, melynek kezdeti ágazatos folyófejlődési nyomait is láthatnánk a felszínen (SMITH et al. 1989). Ha azonban az Ős-Tiszából kiáradó, új medret kereső víztömeg már létező mederövet ért el, az átváltás nemcsak geológiailag pillanatszerűen, hanem ténylegesen akár néhány évtized alatt végbemehetett.

### Ultrnagy felbontású vízi reflexiós szeizmikus mérések

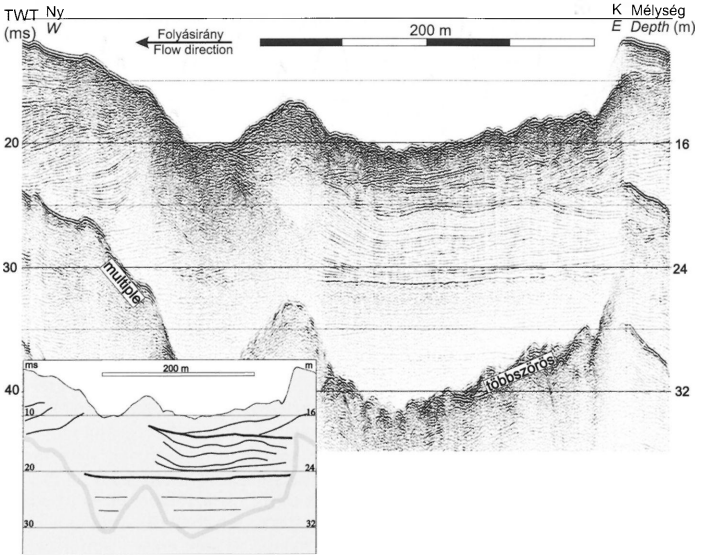
1995. május 21. és 29. között az ELTE Geofizikai Tanszéke és a Geomega Kft. több mint 200 km-nyi egycsatornás sekély szeizmikus szelvényezést végzett a Tisza Tiszadob és Martfű közötti szakaszán.

Reflexiós szeizmikus mérések során a felszínen, vagy a felszín közelében gerjesztett, majd a felszín alatti réteghatárokról (akusztikus impedancia-kontrasztokról) visszaverődött rugalmas hullámok visszaérkezését vizsgálják. A visszavert hullám amplitúdója arányos a felületet jellemző impedancia-kontraszttal (a közeg sűrűségének és a rugalmas hullámok közegbeli terjedési sebességének szorzatával), így a visszavert energia mérésével következtethetünk a reflektáló felület mibenlétére és mélységére (BADLEY 1985).

Adott feladatra a szeizmikus módszer alkalmazhatóságát a behatolás mélysége és a felbontás határozza meg. A gerjesztés frekvenciájának csökkentésével és energiájának növelésével a behatolási mélység nő, viszont a felbontás csökken, és fordítva: a frekvencia növelésével kisebb behatolási mélység mellett javítható a felbontás. A vízi szeizmikus mérések esetében mind a gerjesztés, mind pedig az észlelés víz alatt történik. A vízben a rugalmas hullámok minimális energiavesztéssel terjednek, ellentétben a felszíni laza rétegekkel, ahol a háromfázisú réteg gáztartalma a magasabb frekvenciájú hullámokat néhány méteren belül elnyeli. A vízi mérések nagy előnye tehát, hogy már a közvetlen mederfenék alatti üledékekről is részletes képet kapunk. A felvételezés gyors és egyszerű. GPR (földradar) mérésekkel is hasonlóan nagy felbontást lehet elérni szárazföldön, de ez az eljárás a szeizmikus módszernél sokkal lassúbb (cf. BRIDGE et al. 1995), valamint alkalmazásakor a talajvízszint és a nagy agyagtartalmú rétegek erősen korlátozzák a behatolási mélységet (VANDENBERGHE 1999).

Az egycsatornás vízi szeizmikus mérések szinte egyetlen hátránya a többszörösök megjelenése. Vízfelszíni többszörösök a réteghatárokról visszaverődött hullámok víz/levegő határról történő újbóli reflektálásával állnak elő. Ez akár többször is megtörténik, így kétszeres, háromszoros stb. beérkezési időkben is reflexiót hoznak létre, s gyakran elnyomják a mélyebben levő, így gyengébb valódi reflexiókat. Ultrnagy felbontású vízi mérések behatolásának ezért gyakran a víz mélysége szab határt. Az ultrnagy felbontású egycsatornás szeizmikus mérések során a szeizmikus forrás hasznos frekvenciája az 1–10 kHz tartományba esik. Ez deciméteres felbontást tesz lehetővé (TÓTH et al. 1997), mely összevethető a felszíni feltárásokban észlelhető jelenségek méreteivel (SZTANÓ et al. 2002, 2003). Mindez azonban csak a legfelső néhány 10 méterre korlátozódik, viszont több tíz, esetenként több száz kilométer hosszú folyamatos szelvények mérhetők.

Az 1995. évi mérést IKB-SEISTECTM rendszerrel végezték (forrás: Boomer detektálás: 6 hidrofon egy fókuszáló kúpban) (TÓTH 2003). A mérések vertikális felbontása 0,1 m, a horizontális 0,5 m (TÓTH et al. 1997). A már említett többszörösök miatt az aktuális relatív vízszint függvényében 7–15 (átlagosan 8–10) m vastag üledék szeizmikus képe értelmezhető jól, ám ott, ahol a folyó vízmélysége a kétszeresére nő, akár 25 m mélyen is „lelátunk” a meder alá (3. ábra). Kivételes esetekben az első többszörös alatt is jól értelmezhető képet kapunk. A mérés folyamán nyert nyers adatokat a ProMAX rendszerben végzett szeizmikus feldolgozási műveletek (pl. szűrések, amplitúdó-visszaállítás, dekonvolúció) javították.



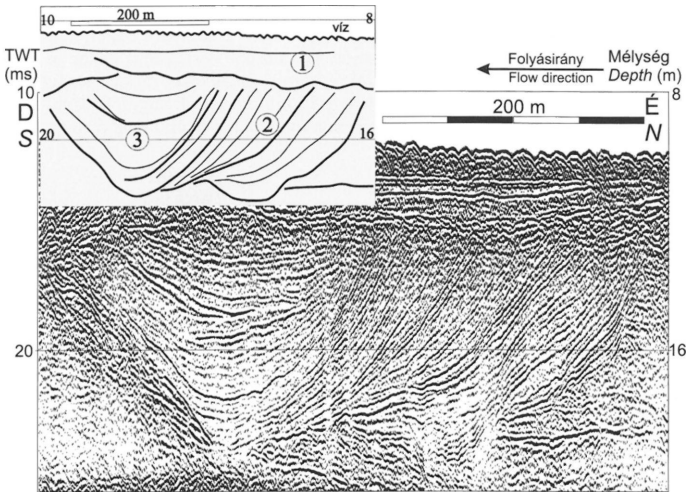
3. ábra. A víz-levegő határról történő többszöri visszaverődés következtében előálló vízfelszíni többszörösök gyakran elfedik a valós reflexiókat, így általában csak a mérés kori vízmélység kétszereséig (16–20 m) kapunk jól értelmezhető reflexiók képet. A folyó nagy kanyarulataiban kialakuló eróziós árkok nagy vízmélysége miatt azonban itt a leképezés is mélyebbre hatol. A tószegi kanyarban például 40 m mélységig látható a fekvő szerkezete: a felszín közelében több, ellenkező irányba dőlő, egymásra települő ferde reflexiósorozatot látunk, majd kb. 25 m mélyen egy erős vízszintes reflexió alatt további 7–8 m ártéri üledék képe tárul fel

Fig. 3 The multiples – produced by the reflection of the waves from the air–water boundary – often obscure the real reflections of the sediment, accordingly the seismic view can be interpreted well down to the twice of the water depth (at about 16–20 m from the water surface). However due to the deep pools of the bends of the Tisza the penetration depth increases at some places. In the Tószeg bend the structure of the base can be seen down to 40 m: near to the surface more inclined strata sets dipping opposed are deposited onto each other. Under a strong horizontal reflection (at about 25 m deep) 7–8 m thick floodplain deposit can be found

### Szeizmikus fáciesek és szedimentológiai értelmezésük

A szelvényeken többnyire egyértelműen elkülönülnek az idősebb, konszolidált felső-pleisztocén ártéri és mederüledékek (SZTANÓ et al. 2002, 2003), illetve a fiatal – immár a Tisza által lerakott –, konszolidálatlan üledékek (NAGY et al. 2006). A kettő közötti határ általában az a diszkonformitás, ami felett az üledék szerkezet nélküli, vagy csak foszlányokban mutat szerkezetet, míg az alatta lévő idősebb képződmények jellegzetes architektúrával jellemezhetők. A mederfenék és recens üledék alatti – pleisztocén – 10–20 m vastag alluviális üledékek geometriájuk alapján három





4. ábra. A nagyjából vízszintes településű fiatal üledékek (1) alatt északra a nagyméretű ferde rétegeknek megfelelő tangenciális ferde reflexiók három kötege (2), köztük meredeken dőlő, a sorozaton belüli eróziós felületekkel jelzik az oldalirányú gyarapodás lépéseit. Tőlük délre, a ferde reflexiósorozat lezárásaképp tál alakú, perem felé összetartó reflexiók (3) láthatók. A tál kb. 200 m széles és kb. 7 m vastag üledékkel van kitöltve. Ez a természetes lefűződést követő passzív mederkitöltésként értelmezhető

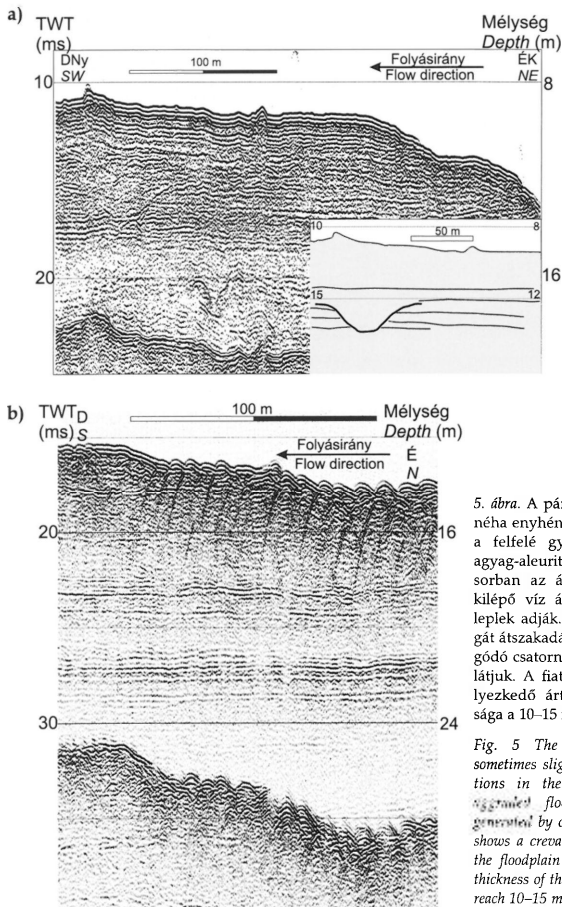
Fig. 4 On the northern part of the section, under the nearly horizontally deposited recent sediment (1) three bundles of tangential inclined reflections (2) indicating thick strata separated by inner erosion surfaces show the steps of lateral accretion. South of them, closing the series of inclined reflectors trough-shaped reflections converging to the edges (3) can be seen. The approximately 200 m wide structure filled up with 7 m thick sediment can be interpreted as passive channel infilling after natural cut-off

csoportba sorolhatók: 1. többnyire horizontális, változó erősségű, párhuzamos reflexiók; 2. meredek lefutású, alul vízszintesbe hajló eróziós felszín felett változó szögben dőlő egyenes és tangenciális reflexiósorozatok; 3. tál alakú, perem felé emelkedő, összetartó reflexiók (4. ábra).

1. A fiatal, konszolidálatlan üledék alatt részben vízszintes, váltakozó erősségű, kitaró, párhuzamos reflexiók helyezkednek el. A vízszintes, párhuzamos rétegződést néhol a reflexiók kisebb hullámzása, vagy egy-egy nagy amplitúdójú, „kemény” reflexió szakítja meg. Ezen vízszintes párhuzamos reflexiókkal jellemzett szeizmikus fácies felfelé gyarapodó, többnyire agyag-aleurit anyagú ártéri üledék-ként értelmezhető, melyben a reflektorok helyenkénti hullámzása és egy-egy keményebb reflexió jelzi az ártérre árvízkor lerakódó homoklepleket (5. ábra).

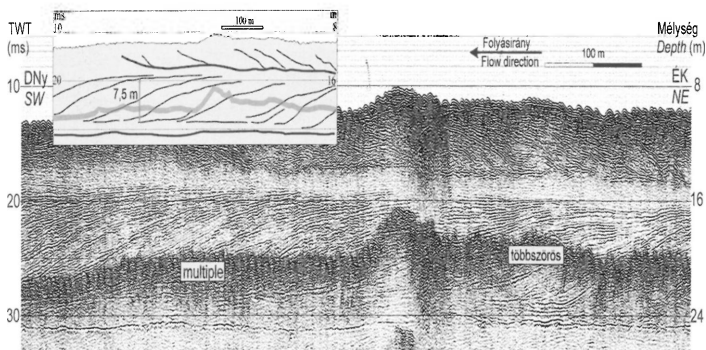
A vizsgált terület kb. egyharmadán a vízszintes, párhuzamos reflexiókkal jellemzett idős ártéri üledékek alkotják a mederfeneket, rajtuk fiatal konszolidálatlan üledéket nem figyelhetünk meg. Helyenként a mederfeneket rendkívül erős

reflexivitás jellemzi. Ezeken a szakaszokon a mélyebben lévő üledék szerkezetéről csak gyenge reflexiók regisztrálhatók, ezért ezekről a szakaszokról viszonylag kevés az információnk (NAGY et al. 2006). Gyakran jelentősebb vastagságú – akár 10–15 m – ártéri üledéket tapasztalunk (5. ábra, b). Az ártéri üledékeket mutató szelvények egy részén megfigyelhetjük, hogy az idős övzatonyrétegsorok szigmoidálisan ferde reflexiósorozatai felfelé vízszintesbe hajlanak, folyamatos ártéri kifejlődést mutatva



5. ábra. A párhuzamos, vízszintes, néha enyhén hullámzó reflexiókat a felfelé gyarapódó, többnyire agyag-aleurit anyagú ártéri rétegsorban az árvízkor a mederből kilépő víz által lerakott homokleplek adják. Az (a) ábrán a parti gát átszakadásakor az ártérbe bevágódó csatornát és annak kitöltését látjuk. A fiatal üledék alatt elhelyezkedő ártéri rétegsor vastagsága a 10–15 métert is eléri (b)

Fig. 5 The parallel, horizontal, sometimes slightly undulating reflections in the silty-clayey upward accreted floodplain deposits are generated by crevasse splays. Fig. (a) shows a crevasse channel incising to the floodplain and its infilling. The thickness of the overbank deposits can reach 10–15 metres (b)

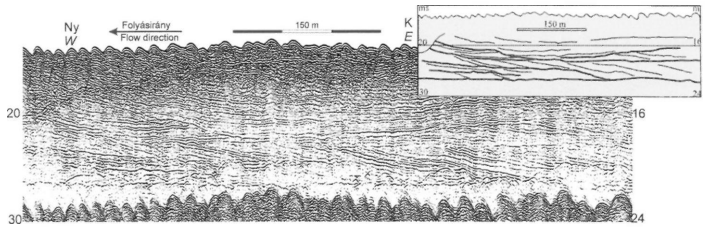


6. ábra. Szolnoktól délre több mint 3 km hosszan követhető a tangenciális és szigmoidális ferde reflexiósorozatokból álló, folyamatosan délies irányba épülő övzátónysorozat. A szigmoidális reflexiók alul és felül is egy-egy csaknem vízszintes egyeneshez simulnak, felül folyamatosan mennek át vízszintes ártéri reflexiókba. A gyenge reflexióképű felső ártéri üledékre a szelvény ÉK-i részén határozott eróziós felület felett ellentétes irányba dőlő reflexiókból álló fiatalabb övzátónysorozat települt. Az idősebb reflexiósorozat alatt kb. 24 m mélységben megjelenik az a markáns vízszintes reflexió, mely a tiszai szelvények nagy többségén ebben a mélységben nyomozható, egy ősi jelentős ártéri szintet kirajzolva. A szigmoidális reflexiók magasságából az övzátóny üledék vastagsága és ezzel együtt az ősi meder mélysége kb. 7 m

Fig. 6 A point-bar complex continuously accreting to the south consisting of series of tangential and sigmoidal inclined reflections can be followed more than 3 km long downstream Szolnok. The sigmoidal reflections continue upward as flat, horizontal reflections. At the north-east edge of the section younger point-bar sediment dipping opposed overlies above a distinct erosion surface on the floodplain deposits. Under the older inclined strata sets, at about 24 m deep that strong horizontal reflection appears which can be traced in the same depth on the seismic sections almost the whole studied area assigning an older important floodplain level. Thickness of the point-bar deposit and the depth of the ancient river can be deduced from the height of the inclined reflections

az egykori övzátóny tetején (NAGY et al. 2006). Csekély vastagságuk – mindössze 1–3 m – oka nem feltétlenül az üledéklerakódás csekély volta, eredhet utólagos folyóvízi erózióból is. Az övzátónyrétegsorból folyamatosan kifejlődő, idős ártéri üledékeket nemcsak a mederfenék szintjén, hanem mélyebb helyzetben, valamivel fiatalabb övzátónyrétegsor alatt is látunk (6. ábra). Gyakoribb, hogy az idősebb övzátónyhomok egy erős bazális reflexió felett, eróziósan települ egy-egy markáns ártéri szintre. Gyakorlatilag az egész mérési területen követhetően a vízfelszínről kb. 24 m mélységben (59–60 mBf) megjelenik egy erős vízszintes horizont, mely így kijelöl egy rétegtanilag feltehetőleg jelentős, idős ártéri szintet. Ahol a recens Tisza nagy eróziós árka miatt akár 40 m mélyre lelátunk, ott e szint alatt is nagy vastagságú ártéri üledéket tapasztalunk (3. ábra).

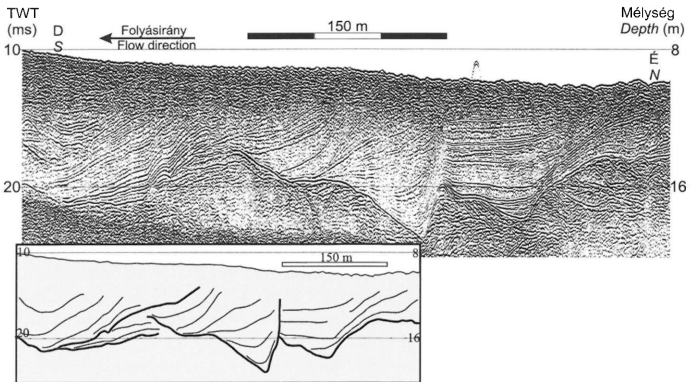
2. Az előbb leírt fácies gyakran érintkezik – meredek lefutású, vízszintesbe hajló, változó mélységű bevágásoknak megfelelő eróziós felszín mentén – váltakozó dőlésszögű (1–4°, a szelvények túlmagasítása miatt látszólag 10–35°), egyszerűen ferde (7. ábra), tangenciális (4. ábra) vagy szigmoidális reflexiókkal (6. ábra). Ezen



7. ábra. Martfűtől nyugatra mintegy 4 km hosszan láthatjuk a keleties irányba épülő, egymást erodáló ferde reflexiókótegeket. Az egymás mellett és felett – laposabb reflexiók rálapolódásával vagy meredekebb reflexiók lelapolódásával – elkülönülő sorozatok a meanderező folyó természetes helyváltoztatásával, vándorlásával magyarázhatók.

Fig. 7 Series of inclined reflections eroding each other accreted to the east can be seen 4 km long west of Martfű. The series, separated adjacent and above each other by flatter reflections onlapping or steeper reflections downlapping, can be explained by the natural translocation and migration of the meandering river.

ferde rétegsorok periodikusan változó dőlésszögüknek köszönhetően kötegekre bonthatók, eróziós felszínnek mentén laposabb reflexiók rálapolódásával vagy meredekebb reflexiók lelapolódásával. A kötegeket alulról határoló erős bazális reflexió is gyakran mutat mélységbeli ingadozást, feltehetően egyenetlen, ismételt bevágódó erózió következtében (8. ábra). A ferde reflexióssorozatok vastagsága 2 és 8 m



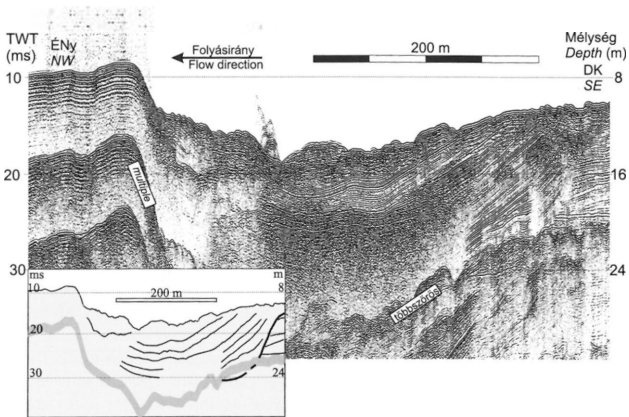
8. ábra. Ferde reflexióssorozatok nemcsak sík, egyenes bazális reflexió felett figyelhetők meg. A Sajó torkolata alatt mért szelvényen a fenéki reflexió 3–5 méteres morfológiai ugrásokkal jelenik meg. Ezek lehetnek ismételt kisebb bevágódások és azt követő feltöltődés eredményei, de értelmezhetők fontos folyó üledékeiként is.

Fig. 8 Inclined strata sets can be noticed not only above flat basal reflections. On the seismic section acquired at the Sajó influx the basal reflection occurs with 3–5 m high morphological jumps. These can be repeated smaller incisions and their fills or can be interpreted as deposits of a braided river.

között változik, és több helyütt akár 2–4 km hosszan nyomon követhetők (pl. Martfű, Tószeg, Szolnok). Helyenként több szintben jelennek meg egymás felett, vagy csaknem párhuzamos, megközelítőleg vízszintes fenékmenti erózióval, vagy görbe, lépcsőzetes eróziós felszínekkel határolva.

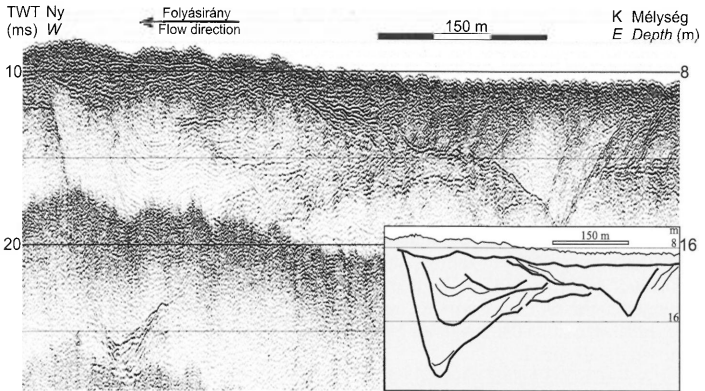
A nagyobb (5–8 m) vastagságú, hosszan követhető, váltakozó dőlésszögű ferde rétegsorok meanderező folyók oldalirányú gyarodásával létrejött üledékként értelmezhetők (cf. ALLEN 1963, 1965; BRIDGE 1975). Míg a hasonló karakterű, de kisebb vastagságban, illetve kisebb területen nyomozható, felfelé ismétlődő és egymásba vágódó ferde reflexiósorozatok fonatos vízfolyások oldal- és folyásirányban egyaránt gyarapodó hosszanti zátonyai is lehetnek (cf. SMITH 1970; MIALL 1977). Finomabb szemcseanyagú, homokos fonatos zátonyok főként szezonálisan nagy vízhozam- és hordalékhozam-ingadozású vízfolyások esetében alakulhatnak ki (cf. COLEMAN 1969). A fonatos és a meanderező vízfolyások zátonytestjei nehezen különböztethetők meg egymástól, mint ahogy a két folyótípus közé sem húzható éles határ (BRIDGE 2003). Mégis megtesszük leginkább a laterális és vertikális változékonyagra alapozva.

3. A fentiekben jellemzett ferde dőlésű reflexiósorozatok gyakran vannak összeköttetésben tál alakú, perem felé emelkedő, összetartó reflexiókkal. Gyakrabban látjuk e szerkezeteket a ferde reflexiósorozatok nélkül, alulról eróziós felszínnel határolva. Méretük igen változatos: a ritkán előforduló óriási, 350 m széles, 15 m



9. ábra. A szelvény DK-i szélén a tál alakú, perem felé emelkedő reflexiók láthatóan beleerodálnak a kis szögben dőlő ferde reflexiókba. A majdnem 400 m széles és 14 m mély mederbevégyődés a Tisza nagy kanyarjaiban ma is gyakran látható hatalmas kottyanók ősi megfelelője lehet egy közel hosszanti metszetben

Fig. 9 On the south-eastern edge of the section the trough-shaped, upward converging reflections erode the little angle dipping inclined reflections. The nearly 400 m wide and 14 m deep channel-incision can be an ancient image in a nearly longitudinal section of a pool seen very often in the great bends of the Tisza



10. ábra. A többgenerációs bevágódással és feltöltődéssel jellemezhető nagyobb aszimmetrikus mederkitöltésbe tőle keletre egy jóval kisebb méretű, aszimmetrikus meder vágódik. A bevágódások aszimmetriája ellentétes kanyarirányt jelöl. A meanderező folyók természetes vándorlásuk során sokkal szívesebben vágódnak korábbi mederüledékek könnyebben erodálható homoktestjeibe, kialakítva ezzel a folyóra jellemző meanderövet

Fig. 10 A smaller channel incised into a larger, more-generation incision and filling up structure on the east. Meandering rivers prefer to incise into the more easily erodable sand bodies of older channel and point-bar sediments during their natural migration forming with it their meander belt

mély formáktól az apró, csupán pár tíz méter széles szerkezetekig terjedhet, de leggyakrabban 150–200 m szélesek és 5–8 m mélyek. Szeizmikus képük alapján két típust lehet elkülöníteni. Szerencsés esetben a laterálisan épülő, ferde reflexió-sorozatok lezárásaképp találjuk e főként aszimmetrikus, tál alakú, oldalirányban és horizontálisan kitöltött medernyomokat (4. ábra): ez esetben feltételezhető, hogy a metszet a folyásirányra merőleges, vagy ahhoz közeli. Ilyenkor méretük mintegy kontrollként is szolgál a mederméret- és vízhozambecsléshez. A másik esetben önállóan, övzátanosorozat nélkül jelennek meg a medernyomok. Ezek vagy idős övzátanosorozatokat erodálnak, vagy ártéri üledékbe vágódnak be. Méretük igen változatos, de az átlagos értékek itt is hasonlóak.

A ferde reflexió-sorozatokhoz kötődő tál alakú, összetartó reflexiókkal jellemezhető szerkezetek az oldalazó övzátányépülést követően fokozatosan lefűződött, felhagyott medrek – morotvák – utólagos feltöltései. A kisebb keresztmetszetű, gyakran a vízszintes, párhuzamos reflexiójú ártéri üledékbe vágódó ősi medernyomok (5. ábra, b) fokképződéskor kialakuló mederként értelmezhetők. Az óriási méretű medernyomok (9. ábra) ugyanakkor fosszilis másai lehetnek a Tisza mai kanyarulataiban megfigyelhető hatalmas eróziós árkoknak, melyekben a folyó az átlagos mélységéhez képest akár 2,5-szeresére is kimélyül (Kötivizig 2000) (3. ábra). Az is megfigyelhető, hogy a felhagyott medrek helyenként egymásba vágódnak, szintén többgenerációs folyóvízi tevékenységre utalva (10. ábra).

## Övzátonosorozatok

A nagyobb vastagságú, övzátonosorozatokként értelmezett ferde reflexiókötegek a Tiszadobtól Martfűig terjedő közel 200 km-es szakaszon nagyjából ugyanazon mélységben – a recens üledék alatt 21–25 m relatív mélységig (59–63 mBf) – láthatók. Szolnok alatt, Tószeg környékén, valamint a martfűi kanyarban akár 3–4 km hosszan, folyamatosan követhetők, míg Tiszaújváros környékén és Nagykörűnél csak pár száz méter hosszú sorozatokat látunk. Az előfordulások nagy hányadában a sorozatok eróziós talpa egy markáns, erős vízszintes ártéri üledéket jelző reflexión fut végig, amely alatt helyenként nagy vastagságú ártéri üledéket látunk, azaz az övzátonosorozat alját egy idősebb ártéri szint jelöli ki. Hasonló jelenség – litológiai kontroll – figyelhető meg a mai Tiszán is: a recens mederfenék átlagmélységét egy idősebb ártér morfológiája adja (NAGY et al. 2006).

Ezen határozott bazális reflexió felett gyakran nemcsak egy folyóvízi fázis üledékeit látjuk, hanem egymásba erodáló, akár ellenkező dőlésirányú reflexiósorozatokat is megfigyelhetünk. Minden esetben kiemelhető azonban közülük a konzekvensen, hosszan egy fő irányba épülő, váltakozó dőlésszögű 5–8 m vastag sorozat. Az oldalirányú gyarapodás ferde sorozatának jelentős mederfenéki erózió nélkül bekövetkező dőlésszög-változását nagyon sok tényező okozhatja: például a kanyarok folyásirányú elmozdulása, tágulása, a kanyargósság növekedése, vagy egyszerűen az egykori mederirány és a szelvényirány által bezárt szög fokozatos változása. E paraméterek némelyikének változását mutatják be BRIDGE & JARVIS (1982), WILLIS (1989, 1993) és BRIDGE (2003) számítógépes modellezései. Jó feltártsági viszonyok mellett, például a spanyolországi oligocén–miocén folyóvízi üledékek három dimenzióban körbejárható kőzettestein is, tanulmányozhatók a kanyarulat irányváltásának fázisai (DÍAZ-MOLINA 1993).

A sorozat vastagságából, a reflexiók hosszából és dőlésszögéből megbecsülhetők az egykori meder paraméterei, így mélysége ( $\sim d$ ) és szélessége ( $w$ ), valamint a hozzá tartozó mederkitöltő vízhozam ( $Q$ ) az alábbi egyenletek segítségével (BRIDGE & DIEMER 1983; OLSEN 1990) (11. ábra):

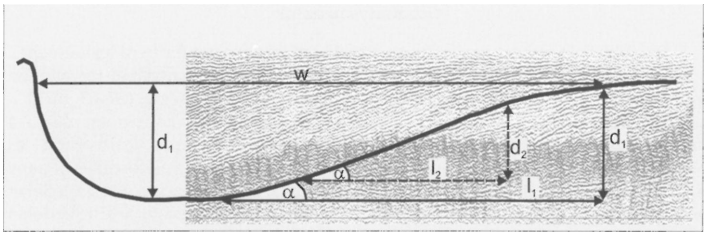
$$w = 1,42 \cdot d / \operatorname{tg} \alpha$$

$$Q = v \cdot w \cdot d / 2,$$

ahol  $d$  a ferde reflexiók függőleges, míg  $d / \operatorname{tg} \alpha$  a vízszintes vetülete,  $v$  pedig az áramlás sebessége. Fontos hangsúlyozni, hogy mindezen adatok csak durva becslések, több okból kifolyólag:

– Az övzátonosorozat vastagsága megegyezik a meder mélységével, viszont legtöbbször a sorozatok teteje erodált, alkalmanként az aljuk sem jelölhető ki egyértelműen a vízfelszíni többszörös zavaró hatása miatt. Így mindenképpen alábecsüljük az ősi meder mélységét, amennyiben a megmaradt övzátonosorozat vastagságát ( $d$ ) vesszük alapul. Szerencsés kivétel a szolnoki szakasz sorozata, ahol szigmoidális ferde reflexiókat látunk (6. ábra): itt a paleomeder mélysége átlagosan 7,5 m-nek adódott, a sorozatok vastagsága általában 5–8 m közt változott.

– A reflexiók hosszúsága és vízszintes vetülete is függ az erózió mértékétől, valamint attól, hogy az általunk látott szelvény milyen szöget zár be az eredeti folyásiránnyal. A szélesség számításához a folyásirányra merőleges szelvény szükséges, ami csak igen szerencsés esetben áll rendelkezésre. Nem merőleges szelvény felhasználása esetén a meder szélességét és ebből adódóan a számított vízhozamot



11. ábra. A hosszan egy irányba épülő ferde reflexiósorozatok egyes reflexióinak méretéből, illetve horizontális és vertikális vetületeiből kiszámíthatók az őket lerakó vízfolyás medrének paraméterei. Az övzátóny nem épül a medernél magasabbra, így a szigmoidális ferde reflexiók magassága (az üledék vastagsága) hozzávetőleg az ősi meder mélységét adja ( $d_1$ ). A legtöbb esetben azonban a reflexiók talpa vagy teteje nem látható, így magasságuk ( $d_2$ ) mindenképp alábecsüli a meder valós mélységét. A reflexió vízszintes ( $l_1$ ) és függőleges ( $l_2$ ) vetületének arányából számolható az  $\alpha$  szög. További számítások a szövegben

Fig. 11 From the sizes (vertical and horizontal projections) of the single reflections within inclined strata sets accreting extendedly in one direction, the parameters of the ancient stream depositing them can be calculated. Point-bar complexes build only up to the channel height, therefore the height of sigmoidal reflections (the thickness of point-bar sediment) is approximately equal to the depth of the ancient channel ( $d_1$ ). In most cases, the top or the foot of them can not be seen, so the real depth of the channel is underestimated by using their height ( $d_2$ ) or the height can be calculated from the ratio of the horizontal ( $l_1$ ) and vertical ( $l_2$ ) projection of the reflections. More calculations can be found in the text

is jelentősen túlbecsülhetjük. (Viszonyításképpen: ha a szelvény 60 fokos szöget zár be az övzátóny épülési irányával, a mért értéknek csupán 50%-a a valós méret). A meder látszólagos szélessége átlagosan 290 m-nek adódott, az értékek 130 és 500 m közé esnek.

– További bizonytalansági tényező a mederkitöltő vízhozam kalkulálásakor az egykori áramlási sebesség megbecslése. Habár közvetlen adatunk nincs a szeizmikus szelvényeken látott üledék szemcseméretéről, a Tisza szomszédságában mélyített sekélyfúrásokból származó adatok ehhez támpontot nyújtanak. A Martfű– XVIII fúrás szerint a tanulmányozott mélységben apró- és finomszemcsés homokot, illetve alkalmanként középszemcsés homoktól aleuritig felfelé finomodó üledéket találunk. Ilyen méretű szemcsék mozgásához az alsó vízréteg 0,15–0,25 m/s sebességű áramlása szükséges (SOUTHARD & BOGUCHWAL 1973, 1990; HJULSTRÖM 1935). Ebből az áramló közegekre jellemző sebességprofil (ALLEN 1984) alapján az 5–8 m mély vízfolyás magasabb rétegeire kb. 0,6 m/s átlagsebesség adódik. Ez egy ilyen méretű folyóban a keresztmetszet nagy részében – ahol a mederfenék sűrűdésének hatása már elhanyagolható – állandónak tekinthető (BRIDGE 2003). Ugyanerre az eredményre jutunk NIELL (1973) képlete alapján is. Mindezen megfontolásokat szem előtt tartva az idős ferde reflexiósorozatok segítségével számolt mederkitöltő vízhozam átlagosan 738 m<sup>3</sup>/s-nak adódott, az értékek 250 és 1400 m<sup>3</sup>/s között szórnak. A maximális értéket a Szolnok alatti szakasz szigmoidális reflexióit felhasználva kaptunk.

Itt ismét érdemes megemlíteni, hogy ferde reflexiósorozatok nemcsak sík felület felett, hanem – mint a Sajó-torkolati szelvény (8. ábra) is mutatja – egyenetlen,

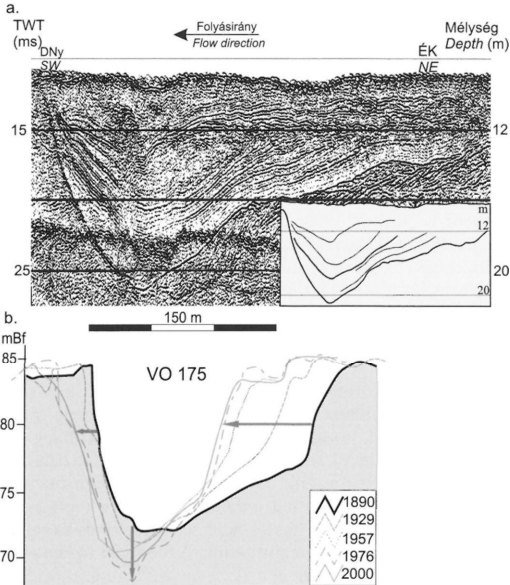


ismételten bevágódó talppal – akár 3–5 m-es morfológiai ugrással a fenéki reflexió helyzetében – is megjelennek. E sorozatok csak 100–200 m hosszan követhetők, és vastagságuk is kisebb, 4–6 m között változik, és ismételt kisebb bevágódások és azt követő feltöltődés eredményeként magyarázhatók. Jelentős fenéki eróziót – ismételt bevágódást, feltöltést – okozhat minden olyan változás, amely megváltoztatja a meder szélesség/mélység arányát. Ezek közül pedig a legjelentősebb a vízhozamváltozás, amely adott hidrológiai környezetben a klimatikus tényezők változékonyságával magyarázható. Azonban – ahogy már említettük – e szerkezetek értelmezhetők fonatos folyók folyás- vagy oldalirányban épülő hosszanti, illetve keresztátonyaiként is (BRIDGE 1993). A fonatos mintázat megjelenése ebben az esetben is feltehetőleg a klímaviszonyok megváltozásához köthető. A kérdés azonban nem dönthető el a jelenleg meglévő sekélyszeizmikus szelvények alapján, mindenképp szükséges a terület részletes közel háromdimenziós felmérése.

### Diszkusszió

Az említett szakaszokon körülbelül egy szintben megjelenő, hosszan követhető ferde reflexiósorozatok szeizmikus képe nagyon hasonló. Méreteik – mind a sorozat vastagságát, mind a reflexiók hosszát tekintve – szintén közelítőleg azonosak, az ingadozások egy sorozaton belül adódnak, így egy folyóvízi fázishoz tartozónak, gyakorlatilag egykorúnak értelmezzük őket. Mivel a méretben hozzájuk fogható mederkeresztmetszetek is gyakran a már említett kitüntetett mélységig vágódnak be, ráadásul helyenként az övzátonyüledékekkel való folytonos kapcsolat is megfigyelhető, ezeket is hasonló korúnak tekinthetjük. A folyóvízi üledékek korára nem áll rendelkezésünkre pontos adat, mivel a Tisza medrében nem történtek fúrások, viszont a már említett Martfű–XVIII, Nagykörű–VII és Tiszapüspöki–VIII fúrások hasonló mélységében pleisztocén korú üledéket írtak le, így feltételezzük, hogy az a folyó, melynek üledékeit a szeizmikus szelvényeken látjuk a pleisztocén végén kanyargott ezen a területen.

A ferde reflexiósorozatokból kalkulált mederméretek viszonylag tág határok közt mozognak a már említett bizonytalansági tényezők miatt. Átlagértékek azonban kiragadhatók: a meder látszólagos szélessége 290 m, mélysége 5–8 m. A ferde övzátonyosorozatokból nyert mederméret-becslésekhez képest a különböző méretű és formájú, többgenerációs mederkitöltések viszonylag pontos információt nyújtanak a medrek szélességét és a bennük szállított vízhozamot illetően. Sajnos a keresztmetszetek irányítottágának bizonytalansága miatt a mért adatok itt sem valós, hanem túlbecsült értéket mutatnak, viszont a mederkeresztmetszetek alakjából következtethetünk a túlbecsülés mértékére. A folyásirányra közel merőleges mederkeresztmetszetekből egy átlagosan 170–200 m széles és 6–7 m mély medrű folyóra következtethetünk. Viszonyitásképpen megadjuk a Közép-Tisza hidrológiai adatait: átlagos szélessége 150–200 m, mélysége 6–9 m, középvízhozama (KQ) 530 m<sup>3</sup>/s, közepes nagyvízhozama (KNQ – valamely időszak nagyvízhozamainak számtani közepe) 1650 m<sup>3</sup>/s (Vituki 1958, 1965, 1985, 1995). A domináns, azaz a medret leghatékonyabban formáló mederkitöltő vízhozam (LEOPOLD et al. 1964, WILLIAMS 1978) valamivel nagyobb, mint a középvízhozam. A szeizmikus szelvényekről becsült ősi mederméreteket és a hozzájuk tartozó mederkitöltő vízhozamokat a



12. ábra. A szeizmikus szelvényeken látható ősi mederkeresztmetszetet (a) összehasonlítva a mai Tisza keresztmetszetével (b) mind profiljában, mind méretében jó egyezést találunk. A Tisza mederkereszt-szelvényei közül érdemes az 1890-es állapotot alapul venni, mert ekkor a folyó szabályozásának hatásai még kevésbé érezhetők, a szelvény a folyó természeteshez közeli állapotát mutatja. Az ősi mederbevágódás nagyjából merőlegesnek tekinthető az ősi áramlási irányra, így nem tévedünk nagyot, ha a folyó vízhozamának becslésében figyelembe vesszük keresztmetszetét

Fig. 12 Comparing the ancient cross-section of a channel shown on the seismic section (a) with a cross-section of the Tisza (b) a good correspondence is found in their profiles and sizes. Using the cross-section of Tisza taken in 1890 is more reliable, because at that time the effects of the river regulations could be experienced less, and the river was close to its natural stage. The ancient channel incision can be considered nearly perpendicular to the palaeodirection of the stream, so its observed size can be taken into consideration for calculations of palaeodischarges

modern Tiszáéval összevetve azt tapasztaljuk, hogy a feltételezhetően a pleisztocén végén a területen kanyargó folyó mérete és vízhozama hasonló volt (12. ábra). A Tisza mai vízgyűjtő területének feltételezhetően csak a felénél kisebb részéről táplálkozó ősi folyó jóval csapadékosabb vagy szélsőségesebb éghajlat esetén képes hasonló méretű medret kialakítani, illetve hasonló vízhozamot levezetni, mint a Tisza. Az üledékek éghajlatjelző szerepéről viszont csak koruk pontos ismeretében beszélhetnénk.

Ez az elképzelés jól illeszkedik a medence vízhálózatának fejlődéséről felvázolt háromtengelyű vízrajzi képbe, mely szerint a pleisztocén végén akár hosszabb ideig is – amikor a Tisza még az Érmellék–Berettyó vonalán szállította a keleti hegység-

keret vizeit (NÁDOR et al. in press) –, létezett egy viszonylag nagy vízhozamú harmadik folyó a Tokaj-Szolnok vonalon (GÁBRIS 2002). Az itt bemutatott szeizmikus szelvények újabb bizonyítékai a harmadik folyó – az „ős-Bodrog” – létezésének. A vele azonosítható üledékes szerkezetek méretei – habár a becsült értékek viszonylag tág határok között mozognak – mégis képet adnak a folyó méretéről, és igazolják, hogy méltán nevezhetjük a késő-pleisztocén kori Alföld harmadik vízrajzi tengelyének.

### Köszönetnyilvánítás

Az adatok rendelkezésünkre bocsátását köszönjük a Geomega Kft.-nek. Köszönetet mondunk HORVÁTH Ferencnek, SZAFIÁN Péternek és UHRIN Andrásnak a munkához nyújtott segítségükért. Köszönjük lektorainknak, GÁBRIS Gyulának és PRÓRAY Zsoltnak a kézirat figyelmes átolvasását, és javító szándékú megjegyzéseiket. A szelvények feldolgozása a Landmark's University Grant program által biztosított Geographix szoftverrel történt.

### Irodalom – References

- ALLEN, J. R. L. 1963: The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. – *Sedimentology* **2**, 93–114.
- ALLEN, J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology* **5**, 89–191.
- ALLEN, J. R. L. 1984: Sedimentary Structures: their character and physical basis I – II. – Elsevier, Amsterdam. p. 593, 663.
- BADLEY, M. E. 1985: Practical Seismic Interpretation. – International Human Resources Development Corporation, Boston. p. 257.
- BORSY Z. 1954: Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg-Szatmári-síkságon. – *Földrajzi Értesítő* **3**, 270–279.
- BORSY Z. 1961: A Nyírség természeti földrajza. – Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 227.
- BORSY Z. 1968: Geomorfológiai megfigyelések a Nagykunságban. – *Földrajzi Közlemények* **16/92**, 211–224.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* **38**, 211–224.
- BRIDGE J. S. 1975: Computer simulation of sedimentation in meandering streams. – *Sedimentology* **22**, 3–43.
- BRIDGE J. S. 1993: The interaction between channel geometry, water flow sediment transport and deposition in braided rivers. – In: BEST J. L. & BRISTOW C. S. (eds.): Braided rivers. *Geological Society, London, Special Publications* **75**, 13–71.
- BRIDGE J. S. 2003: Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. – Blackwell Publication, Oxford. 491 p.
- BRIDGE J. S. & JARVIS, J. 1982: The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes. – *Sedimentology* **29**, 499–541.
- BRIDGE J. S. & DIEMER, J. A. 1983: Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. – *Sedimentology* **30**, 599–623.
- BRIDGE J. S., ALEXANDER, J., COLLIER, R. E. L. L., GAWTHORPE R. L. & JARVIS J. 1995: Ground penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point bar deposits in three dimension. – *Sedimentology* **42**, 839–852.
- BRIDGE J. S., COLLIER, R. E. LL & ALEXANDER, J. 1998: Large-scale structure of Calamus River deposits (Nebraska, USA) revealed using ground-penetrating radar. – *Sedimentology* **45**, 977–986.
- BRISTOW, C. S. 1993: Sedimentology of the Rough Rock: a carboniferous braided sheet sandstone in northern England. – In: BEST J. L. & BRISTOW C. S. (eds.) Braided rivers. *Geological Society, London Special Publications* **75**, 291–304.
- COLEMAN, J. D. 1969: Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. – *Sedimentary Geology* **3**, 129–239.

- CHOLNOKY J. 1907: A Tisza meder helyváltozásai I–II. – *Földrajzi Közlemények* 35, 381–405 + 425–445.
- CHOLNOKY J. 1910: Az Alföld felszíne. – *Földrajzi Közlemények* 38, 413–436.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – *Földtani Közlöny* 129/4, 611–651.
- DIAZ-MOLINA, M. 1993: Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. – *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 17, 115–131.
- FIELDING, C. R., ALEXANDER, J. & McDONALD, R. 1999: Sedimentary facies from GPR surveys of the modern, upper Burdekin River of north Queensland, Australia: consequences of extreme discharge fluctuations. – In: SMITH, N. D. & ROGERS, J. (eds): *Fluvial Sedimentology VI, Special Publication International of Association of Sedimentologists* 28, 347–362.
- FRANYÓ F. 1966: A Sajó–Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. – *Földrajzi Értesítő* 15, 153–178.
- FRANYÓ F. 1992: A negyedidőszaki képződmények vastagsága Magyarországon (térkép: M=1: 500 000). – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GÁBRIS Gy. 1970: Fialat mederváltozások kutatásának módszerei a Sajó hordalékkúpjának példáján. – *Földrajzi Közlemények* 18 (94), 294–303.
- GÁBRIS Gy. 1995: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. – *Földrajzi Értesítő* 44, 101–109.
- GÁBRIS, Gy. 1998: Late Glacial and Post Glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Great Hungarian Plain. – In: BASSA L. & KERTÉSZ Á. (eds): *Windows on Hungarian Geography. Akadémiai Kiadó, Budapest: 23–36.*
- GÁBRIS Gy. 2002: A Tisza helyváltozásai. – In: MÉSZÁROS R., SCHWEITZER F. & TÓTH J. (szerk): *JAKUCS László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész.* – MTA FKI – PTE SZE kiadása, Pécs, 91–105.
- GÁBRIS, Gy. & NÁDOR, A. (in press): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climate changes during the Quaternary. – *Quaternary Science Reviews*.
- GÁBRIS Gy, FÉLEGYHÁZY E., NAGY B. & RUSZKICZAY Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. – A Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei. CD. Szeged, SZTE TTK Természettudományi Tsz.
- HJULSTRÖM, F. 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of Geol. Inst. Uppsala*, 25, 221–527. – In: ALLEN, J. R. L. 1984: *Sedimentary Structures: their character and physical basis I – II.* Elsevier, Amsterdam p. 593 + 663.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* 226, 333–357.
- HORVÁTH F & CLOETHING, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – *Tectonophysics* 266, 287–300.
- JASKÓ S & KORDOS L. 1990: A Budapest–Adony–Örkény közötti terület kavics formációja. – *MÁFI Évi Jelentése 1988-ról*, 153–167.
- JASKÓ S. & KROLOPP E. 1991: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Dunavölgyben Paks és Mohács között. – *MÁFI Évi Jelentése 1989-ről*, 65–83.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. – *Tectonophysics* 266, 287–300.
- KÖTIKÖVIZIG 2000: A Közép-Tisza mederfenék térképe (digitális). – *Közép-Tisza Vidéki Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság.*
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. & MILLER J. P. 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology.* – Dover Publications, New York. 522 p.
- MAROSI S. & SZILÁRD J. 1981: A felszín kialakulása a Dunántúli dombságban (Dél-Dunántúl). – In: PÉCSI M. (ed.): *Magyarország tájféldrajza* 4. Akadémiai Kiadó, Budapest, 92–100.
- MIALL, A. D. 1977: A review of the braided river depositional environment. – *Earth Science Reviews* 12, 1–62.
- MIKE, K. 1975: Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. – *Tectonophysics* 29, 359–368.
- MIKE K. 1991: *Magyarország ósvízrajza és felszíni vizeinek története.* – Aqua, Budapest, 698 p.
- MOLNÁR B. 1964: A magyarországi folyók homoküledékeinek nehézsúlyú-összetétel vizsgálat. – *Hidrológiai Közlöny* 44, 347–355.
- MOLNÁR B. 1966: Pliocén és pleisztocén lehordási területváltozások az Alföldön. – *Földtani Közlöny* 96/4, 403–413.

- MOLNÁR B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – *Földtani Közlöny* 103/3–4, 294–310.
- MOLNÁR B. 1977: A Duna–Tisza köz felső-pliocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete. – *Földtani Közlöny* 107/1, 1–16.
- NAGY Á. T., TÓTH T. & SZTANÓ O. 2006: Új, kombinált módszerek a Közép-Tisza jelenkori mérésképződményeinek jellemzésére. – *Földtani Közlöny* 136/1, 121–138.
- NAGY B. 2002: A felszínfejlődés késő-pleisztocén–holocén jellegzetességei a Sajó–Hernád hordalékkúpon. – *Földtani Közlöny* 132/különszám, 93–100.
- NÁDOR, A., LANTOS, M., TÓTH MAKK, Á. & THAMÓ-BOZSÓ, E. 2003: Milankovich-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. – *Quaternary Science Reviews* 22, 2157–2175.
- NÁDOR, A., THAMÓ-BOZSÓ, E., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. (in press): Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). – *Sedimentary Geology*.
- NIELL, C. R. 1973: Guide to Bridge Hydraulics, University of Toronto Press, Toronto. – In: [www.fhwa.dot.gov/engineering/hydraulics/pubs/02078/03.cfm](http://www.fhwa.dot.gov/engineering/hydraulics/pubs/02078/03.cfm)
- OLSEN, H. 1990: Astronomical forcing of meandering river behaviour: Milankovitch cycles in Devonian of East Greenland. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 79/1–2, 99–115.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy fejlődéstörténete. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica ser. Geologica* 21, p. 446.
- RUSZKICZAI-RÜDIGER Zs., DUNAI T., FODOR L., BADA G. & LEÉL-ÓSSY Sz. 2005: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén <sup>3</sup>He kiterjedési kor mérések alapján. – *Földtani Közlöny* 135/3, 373–403.
- SMITH, N. D. 1970: The braided stream depositional environment; comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians. – *GSA Bulletin* 81/10, 2993–3013.
- SMITH, N. D., CROSS, T. A., DUFFICY, J. P. & CLOUGH, S. R. 1989: Anatomy of an avulsion. – *Sedimentology* 36, 1–36.
- SOMOGYI S 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. – *Földrajzi Közlemények* 9, 25–50.
- SOUTHARD, J. B. & BOGUCHWAL, L. A. 1973: Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. – *Journal of Sedimentary Research* 43/4, 1114–1121.
- SOUTHARD, J. B. & BOGUCHWAL, L. A. 1990: Bed configuration in steady unidirectional water flows; Part 2, Synthesis of flume data. – *Journal of Sedimentary Research* 60/5, 658–679.
- SÜMEGYI J. 1944: A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása VI. – Magyar Királyi Földtani Intézet kiadása. 208 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1938: Geologie der rumpfungarlandischen kleinen Tiefebene mit Berücksichtigung der Donau goldfrage. – Sopron. 442 p.
- SZTANÓ, O., TÓTH, T., MAGYARI, O., MAGYARI, Á. & HORVÁTH F 2002: Alluvial architecture from ultra high-resolution single channel seismic survey of meandering Tisza river, Pannonian Basin, Hungary. – 16th International Sedimentological Congress, Pretoria, South Africa, 357–359.
- SZTANÓ O., TÓTH T., MAGYARI Á. & HORVÁTH F 2003: Alluvialis architektúra a Tisza alatt: UNF 1 csatornás szeizmikus mérések szedimentológiai értelmezése. – EMMTT–BKFK Zilah. Absztrakt kötet: 91.
- TIMÁR G., SÜMEGYI P. & HORVÁTH F 2005: Late Quaternary dynamics of the Tisza River: Evidence of climatic and tectonic controls. – *Tectonophysics* 410, 97–110.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., KERCSMÁR, Zs. & NÁDOR, A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. – In: JONES, S. L. & FROSTICK, L. E. (eds): Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences. *Geological Society, London, Special Publications* 191, 37–53.
- TÓTH T 2003: Folyóvízi szeizmikus mérések. – Ph.D. értekezés. ELTE TTK, Budapest, 144 p.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. – In: MAROSI S. & MESKÓ A. (eds.): A paksi atomerőmű földrendésgépjátszója. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123–152.
- TÓTH T. & HORVÁTH F. 1999: „Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén”. – *Földtani Közlöny* 129/1, 109–124.
- TÓTH, T., VIDA, R. & HORVÁTH F. 1997: Shallow water single and multichannel seismic profiling in a riverine environment. – *The Leading Edge* 16 (11), 1691–1695.

- URBANCSEK J. 1960: Az alföldi artézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani következtetések. – *Hidrológiai Közlöny* **40**, 398–403.
- URBANCSEK J. 1962: Szolnok megye vízföldtana és vízellátása. – Budapest. 213 p.
- URBANCSEK J. 1965: A Nyírség, a Bodroghöz és a Rétköz, valamint Bereg–Szatmári-síkság vízföldtani viszonyai. – *Földrajzi Értesítő* **14**, 421–443.
- VANDENBERGHE, J. 1999: Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands. – *Sedimentary Geology* **128**, 254–270.
- Vituki 1958: Magyarország Hidrológiai Atlasza. A Tisza. 1. sorozat, 7. kötet. VITUKI, Budapest. 388 p.
- Vituki 1965, 1985, 1995: Vízrajzi Évkönyv. VITUKI Hidrológiai Intézete, Budapest, 381 p, 284 p, 296 p.
- WILLIAMS, G. P. 1978: Bank-Full Discharge of Rivers. – *Water Resources Research* **14/6**, 1141–1153.
- WILLIS, B. J. 1989: Palaeochannel reconstructions from point bar deposits: a three-dimensional perspective. – *Sedimentology* **36**, 757–766.
- WILLIS, B. J. 1993: Interpretation of bedding geometry within ancient point-bar deposits. – *Spec. Pubs. Int. Ass. Sedimentology* **17**, 101–114.
- Kézirat beérkezett: 2007. 01. 11.