

AZ ALSÓ-TISZA MENTI ÁRTÉR ÉS A MAROS HORDALÉKKÚP KÉSŐ-PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

KISS TÍMEA – SÜMEGHY BORBÁLA – HERNESZ PÉTER
– SIPOS GYÖRGY – MEZŐSI GÁBOR

LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE EVOLUTION OF THE LOWER
TISZA FLOODPLAIN AND THE MAROS ALLUVIAL FAN

Abstract

The development and relationship between an alluvial plain and a neighboring alluvial fan was evaluated on the case of the Lower Tisza Region and the Maros alluvial fan. The paleo-channels on the surface differ in their size and channel-pattern, enabling us to reconstruct the paleo-direction changes and fluvial activity of the rivers. Based on the OSL dating the exact period of the fluvial activity could be determined, and the morphometric parameters of the channels refer to bankfull discharge values.

On the surface of the Maros alluvial fan the oldest paleo-channels (a-d) run towards north and northwest, and carried much higher discharge ($2\text{--}3500\text{ m}^3/\text{s}$), than of the present-day Maros. At the same time along the Tisza large meanders were developed, carrying also significant discharge ($10\text{--}15000\text{ m}^3/\text{s}$). At the boundary between the Pleistocene and the Holocene the Tisza incised and the floodplain became two-leveled. At the same time the discharge did not change, thus the incision was probably induced by tectonic activity. As the erosional base of the Maros lowered, the Maros had changed its course considerably, as 8.5 ± 1.1 ka ago it turned to south (e-f paleo-channels) towards the most intensively sinking lower floodplain section of the Tisza River. At this time due to the increased slope the pattern of the Maros became braided for a short time. During the Holocene the discharge of the rivers continuously decreased to the present values (Tisza: $1980\text{ m}^3/\text{s}$, Maros: $680\text{ m}^3/\text{s}$).

Key words: floodplain, alluvial fan, paleo-direction changes, Tisza, Maros, OSL dating

Bevezetés

A folyóvízi felszínfejlődéshez kapcsolódó kutatások egyik legfontosabb eleme a paleo-medrek és az ártéri formák vizsgálata. Az *alluviális síkságok* formái nagyrészt a medervándorláshoz és a hordalék lerakódásához köthetőek. Az ártérfejlődés időszakában a folyó munkavégző képessége és a partok erodálhatósága között dinamikus egyensúly alakul ki (GÁBRIS GY. 2006). Mivel az árterek általában hosszú időn át fejlődnek, tükrözik az energiaviszonyokban és munkavégző képességben bekövetkező változásokat (PÉCSI M. 1991). Az erózióbázis szintjének, a klímának és a növényzetnek a változásai az egyensúlyi állapotú ártéri rendszerek átalakulásához vezethetnek (GÁBRIS GY. 2006), amelyre a folyórendszer feltöltéssel vagy bevágódással is válaszolhat, ami eltérő magasságú ártéri szintek vagy teraszok kialakulásához vezet (PÉCSI M. 1959, 1967).

A *hordalékkúpok* felszínén lévő medrek és árterek formálódására is – az alluviális síkságokhoz hasonlóan – a tektonizmus és a klímaváltozások vannak a legnagyobb hatással (KALLMEIER, E. et al. 2010). Míg az ártereken a meder futása leginkább laterális erózióval változhat, addig a hordalékkúpokon gyakran bekövetkezhetnek avulziók (TOOTH, S. et al. 2009). A folyók mintázatváltozása pedig az esésviszonyok és a klíma átalakulására is utalhat (MURKERJI, A. 1990).

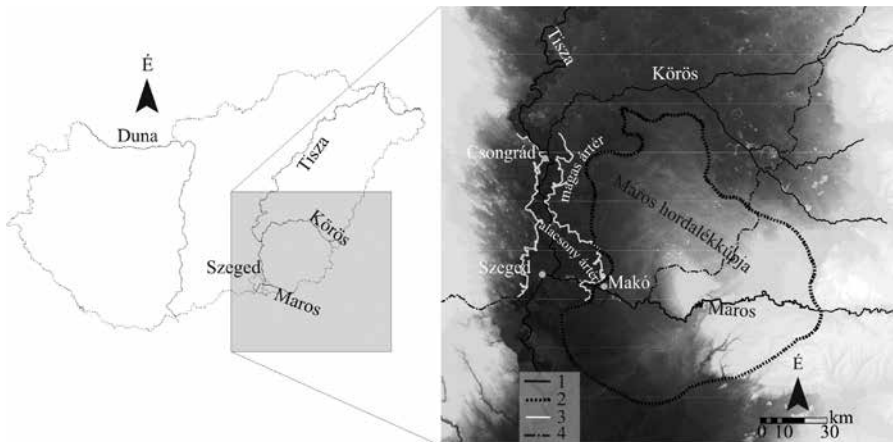
Az Alsó-Tisza mentén a Duna és a Maros hordalékkúpjai közötti keskeny (10–30 km) sávban volt csak lehetőség az ártérképződésre, amit az erre tartó folyók folyamatosan átdol-

gozhattak (SOMOGYI S. 1967). A késő-glaciálisban kialakult, majd a holocén kezdetén két-szintűvé vált és leszűkült (4-10 km) tiszai ártér fejlődését az itt a betorkolló Maros futásának és vízhozamának változásai is erősen befolyásolhatták. Vizsgálatunk célja a paleo-medrek segítségével feltárt fluviális környezet és az egykori klimatikus viszonyok összevetése, valamint az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros-hordalékkúp fejlődésének összekapcsolása.

A vizsgálati terület

Az *Alsó-Tisza* menti árterek és a Maros hordalékkúpjának fejlődése szorosan kapcsolódik egymáshoz, hiszen a Maros jelentős vízhozammal járult hozzá a Tisza felszínalakító munkájához. A mai Körös-torkolattól délre eső Tisza menti területen csupán két ártéri szint alakult ki (KISS T. et al. 2012), melyek között markáns perem húzódik. Az alacsonyabb szint létrejöttét (1. ábra) a kutatók részben klimatikus (MEZŐSI G. 1983), részben tektonikus okokkal magyarázzák (SOMOGYI S. 1967, KISS T. et al. 2012). A bevágódás elindulását egyes kutatók a holocén kezdetére teszik a (SIPOS Gy. et. al. 2009), ám a folyamat jóval későbbi kezdete sem zárható ki (GÁBRIS Gy. 1995). A korábbi, magasabb ártérfelszín csak a Tiszától keletre maradt meg, így a formák csak itt őrződtek meg.

A *Maros hordalékkúpjának* kialakulása a pleisztocén elején kezdődött (BORSY Z. 1989, MOLNÁR B. 2007). A hordalékkúp sugara 80-100 km, észak-északnyugati megnyúltságát (1. ábra) a Körös-medence süllyedése okozhatta (NÁDOR A. et al. 2007). A hordalékkúp felszíni formáinak korát KISS T. et al. (2013) határozták meg.



1. ábra A vizsgált terület: az Alsó-Tisza menti ártéri szintek és a Maros hordalékkúpja. 1 – jelenlegi folyóhálózat; 2 – Maros hordalékkúp pereme; 3 – tereplépcső; 4 – országhatár

Figure 1 The study area consists of the floodplain levels of the Lower Tisza River and the alluvial fan of the Maros river. 1 – present-day river system; 2 – margin of the Maros alluvial fan; 3 – rim of the floodplain; 4 – country border

Az alkalmazott módszerek

Medrek azonosítása és vízhozamaik számítása

Az egykori formákat és az ártéri szinteket a hazai területen 1 : 10000, míg a szerbiai és romániai részeken 1 : 25000 méretarányú topográfiai térképeken dolgoztunk fel ArcGIS

10 szoftvert használva. A meanderező paleo-medreknek meghatároztuk a horizontális kanyarulati paramétereit (W : szélesség; R_c : görbületi sugár; L : ívhossz és H : húr hossz), majd egykori mederkitöltő vízhozamuk becsléséhez LEOPOLD, L.–WOLMAN, M. (1957), DURY, G. (1976), MACKEY S. (1993), valamint SÜMEGHY B.–KISS T. (2011) képleteit használtuk fel. (Ezek előzetes adataink szerint túlbecslik a vízhozamokat, mivel a medrek igen sekélyek lehettek és a számításokhoz a már szabályozott medrek vízhozamát vehettük csak alapul.)

A medrek korának meghatározása

A felszínfejlődés rekonstrukciójához OSL kormeghatározást alkalmaztunk. A paleo-medrek övzónyorsorai alapján állapítottuk meg a fejlődési időszakokat. A Tisza menti árterek és a Maros hordalékkúpjának üledékei különböznek egymástól, így a kormeghatározáshoz finom és durva szemcsés módszert is alkalmaztunk.

Az inkább finom szemcsés tiszai üledékek 4–11 μm -es frakcióját desztillált vizes, illetve acetonos ülepités segítségével, a homokos marosi üledékek 90–150 μm -es, illetve 150–220 μm -es frakcióját szitálással szeparáltuk. A mész és a szervesanyag eltávolítása után elkülönítettük a minták kvarc tartalmát. Ehhez a finom frakciót egy héten át hexa-fluoro-szilícium savval marattuk, a durva frakciónál nehéz folyadékos elválasztást, illetve 50s HF-maratóást alkalmaztunk. Az OSL mérésekhez a finomszemcsés mintákat alumínium, a durva szemcsés mintákat acél korongokra vittük fel.

Az OSL mérések RISØ DA-15 típusú TL/OSL műszerrel történtek. A minták hőkezelése szempontjából legalkalmasabb előmelegítési hőmérsékleteket plató tesztek segítségével határoztuk meg, végül az OSL méréseket 200–220 °C-os előmelegítés mellett végeztük.

A minták által elnyelt dózis – paleodózis vagy egyenérték dózis – (D_e) nagyságát az ún. egymintás regenerációs (SAR) mérési protokoll segítségével határoztuk meg (WINTLE, A. G.–MURRAY, A. S. 2006). A méréseket Analyst 3.24 (2007) szoftverrel értékeltük ki. A finom szemcsés mintáknál a méréseket 18–24 korongon végeztük el, és az eredmények átlagát és standard hibáját vettük alapul a további számításokhoz. A durva szemcsés mintáknál a mérések 48–96 korongon történtek, ez esetben az adatok szóródásának megfelelően minimumkor elemzést használtunk a helyes egyenérték dózis meghatározásához.

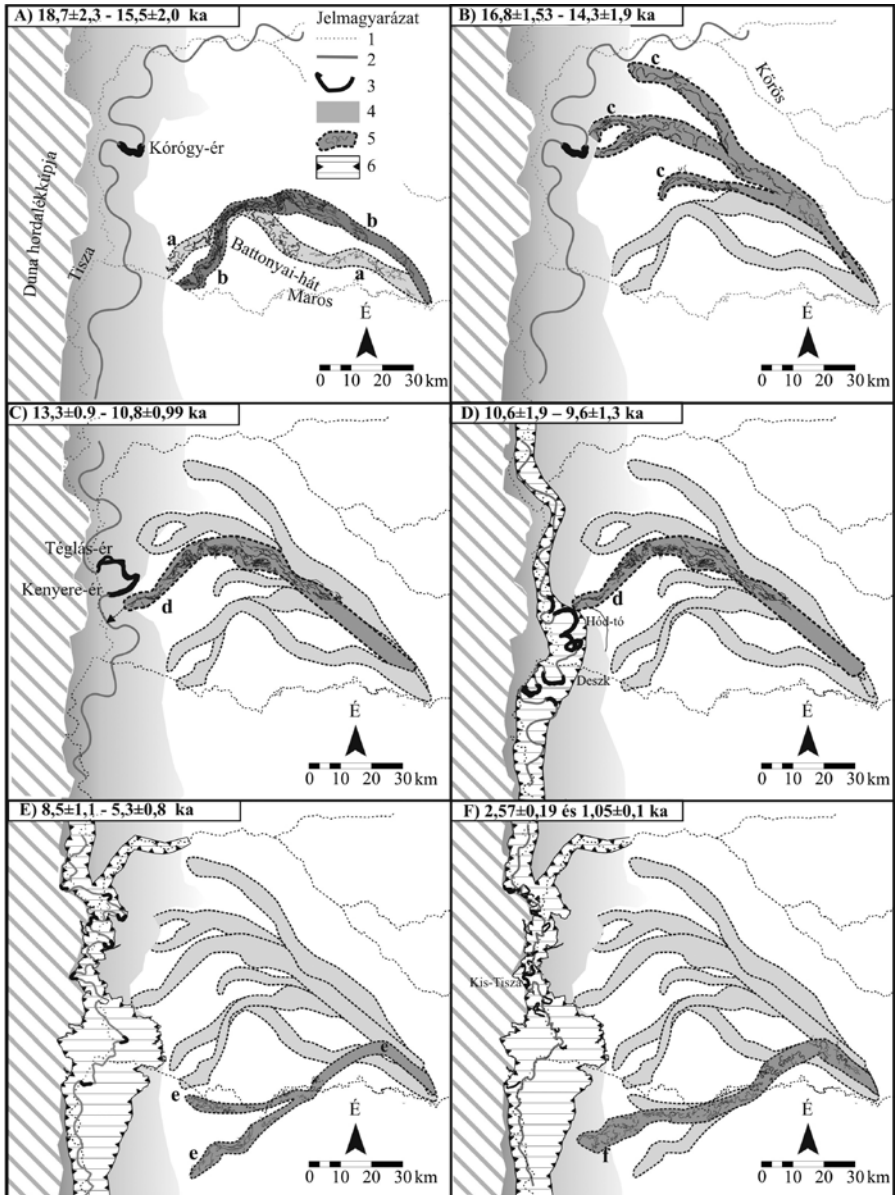
A környezeti dózisteljesítményt (D^*) a mintákat befoglaló kiszáritott üledék nagy felbontású gamma spektroszkópiás elemzésével, a bennük lévő ^{232}Th (ppm), ^{238}U (ppm) és K (%) koncentráció alapján határoztuk meg, ADAMIEC, G.–AITKEN, M. (1998) konverziós együtthatói alapján. A nedves közegre vonatkozó dózisteljesítményt a nedvességtartalmat és a talajvíz szintjét figyelembe véve adtuk meg. A kozmikus sugárzás intenzitását PRESCOTT, J.–HUTTON, J. (1994) módszerével számítottuk ki.

A kutatási eredmények

A Maros hordalékkúpján a felső-pleniglaciális óta végbement fluvialis folyamatok térben és időben is összekapcsolhatók az Alsó-Tisza mentén kialakult ártéri szintek formálódásával. Összesen hat (A-F) fejlődési időszakot különítettünk el (2. ábra), azonban mivel a Tisza ártere szűk, ezért a legidősebb (a-c) Maros futásvonalak idejéből csak egyetlen Tisza meder maradt fenn, a többi eltemetődött vagy megsemmisült.

A legidősebb felszíni Maros meder a hordalékkúp középső részén található és a felső-pleniglaciálisban ($18,7 \pm 2,3$ – $16,3 \pm 1,9$ ka) volt aktív (2A. ábra, **a-futásvonal**). Ekkor a meanderező Maros az Alföldre lépve először északra tartott, majd megkerülve a Battonyai-hátat délnyugat felé fordult. A kanyarulatok átlagos görbületi sugara 285 m ($R_c = 80$ -

735 m), átlagos ívhossza 1180 m ($L=245-3875$ m), míg átlagos húrhossza 700 m ($H=160-1805$ m). Ezen paraméterek alapján a Maros mederkitöltő vízhozama $2200\text{ m}^3/\text{s}$ lehetett, ami mai vízhozamának nagyjából háromszorosa.



2. ábra A Maros és a Tisza futásának változásai a felső-pleniglaciálitól napjainkig (A-F).

1 – a folyók mai vonala; 2 – a Tisza egykori futásiránya; 3 – adott időszakban aktív Tisza meder; 4 – magasabban elhelyezkedő ártér; 5 – adott időszakban aktív Maros futásvonal; 6 – bevágódó alacsonyabb helyzetben lévő ártér

Figure 2 Channel changes of the Tisza and Maros Rivers since the Upper Pleniglacial (A-F). 1 – present-day course

of the rivers; 2 – former course of the Tisza; 3 – active Tisza channel at the given period;

4 – upper floodplain level; 5 – active Maros channel at the given period; 6 – incised lower floodplain level

A hordalékkúp felszínén azonosítható következő futásvonal kora ($15,5 \pm 2,0$ ka) közel áll a legidősebb *a*-futásirányhoz, azonban fonatos mintázata és iránya alapján elkülöníthető (2A. *ábra*, *b*-futásvonal). Ekkor a hordalékkúp csúcsi részén a Maros északabbra tolódott, majd a Battonyai-hátat északról megkerülve, az előző vízfolyás medreit részben átdolgozva a Maros mai torkolata környékén érte el a Tiszát.

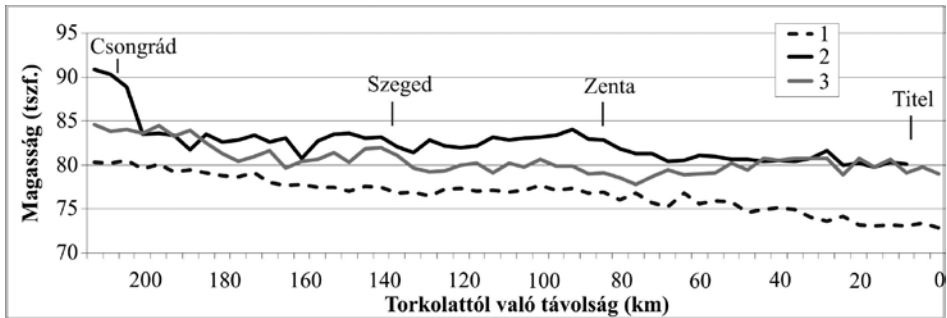
Ezt követően ($15,2 \pm 2,0$ – $14,3 \pm 1,9$ ka) a Maros északabbra tolódott, és létrehozta a három különböző folyásirányú *c*-futásvonalat (2B. *ábra*). A három jórészt meanderező (és anasztomizáló) futásvonal kanyarulatai nőttek: átlagos görbületi sugaruk 450 m ($R_c = 100$ – 1730 m), átlagos ívhosszuk 1475 m ($L = 320$ – 4920 m), és átlagos húr hosszuk 990 m ($H = 257$ – 3479 m), így mederkitöltő vízhozamuk 2000 – 2500 m³/s lehetett (KISS T. et al. 2013). A futásvonalak ekkor valószínűleg egyszerre is aktívak lehettek, vagy a folyó sűrűn változtatta a medrét (KISS T. et al. 2013).

A Maros felső-pleniglaciális korú *a-c* futásvonalával egyidőben a Tisza a mai magasabb árteret formálta (2A-B. *ábra*). Ebből az időből csak egy meander maradt fenn (Kórógy-ér: $16,8 \pm 1,53$ ka), mely kanyarulati paramétereit alapján ($R_c = 2880$ m, $L = 5900$ m, $H = 5500$ m) igen jelentős vízhozammal rendelkezett ($11,1$ – $12,5$ ezer m³/s – a mai érték 5–7-szerese). A nagy vízhozamhoz már a betorkolló Maros is hozzájárult, hiszen amikor a Maros a hordalékkúp északi-északkeleti részét építette, a Tiszába az Alsó-Tisza vidék északi részén, illetve a Körösök mentén csatlakozhatott. A legészakabbra tartó Maros meder is a Tiszába torkollott, hiszen aktivitása idején ($15,1 \pm 1,9$ éve) a Tisza még a Körösök süllyedéke felé tartott, és ekkortájt (ca. 14–16 ezer éve) tevődött át a Bodroghözbe (NÁDOR A. et al. 2007).

A Maros megközelítőleg $12,4 \pm 2,1$ ezer éve délebbre tevődött, a hordalékkúp középső részére (2C. *ábra*, *d*-futásvonal). Ekkor csupán egy medret táplált, mely a hordalékkúp csúcsi részén anasztomizáló, majd a hordalékkúp középső részén fonatos. Ezt a mintázatot felülírta egy meanderező vízfolyás a peremi részeken, majd az előtéri, enyhe lejtésű területeken ismét fonatos mintázat alakult ki. A mintázat sűrű váltását a hordalék hozamában és szemcseméretében, illetve az esésben bekövetkező változás okozhatta (KATONA O. et al. 2012). A meanderező szakasz $12,4 \pm 2,1$ – $9,6 \pm 1,3$ ka között aktív lehetett. A Maros méretei tovább nőttek, így átlagos görbületi sugara 590 m ($R_c = 129$ – 1460 m), átlagos ívhossza 2395 m ($L = 345$ – 7859 m), míg átlagos húr hosszba 1400 m ($H = 195$ – 3557 m). A fonatos szakaszok szélessége 1,1–3,4 km között változott. Ekkor a Maros vízhozama igen magas lehetett, hiszen a *d*-futásvonalon kívül a legidősebb *a*-futásvonal ismét aktív vá válhatott és az egykori mederben kialakult, hasonló korú ($12,9 \pm 1,4$ ka és $11,4 \pm 1,7$ ka) misfit vízfolyás is szállíthatott vizet. Így az egy időben létező két meder együttes mederkitöltő vízhozama megközelíthette a 3200 – 3500 m³/s-ot (KISS T. et al. 2013).

A Maros *d*-futásvonalának medre az Alsó-Tisza-vidék középső részén torkollhatott a Tiszába, melynek ebből az időből fennmaradt medrei mindkét ártéri szint területén megtalálhatóak. A magas ártéren fekvő Kenyere-ér kora $13,3 \pm 0,9$ – $10,8 \pm 0,99$ ka (SIPOS GY. et al. 2009, HERNESZ P.–KISS T. 2013), míg a Téglás-ér $12,21 \pm 1,53$ ka éves. Ezek a paleo-medrek viszont a korabeli Maros torkolatától északabbra helyezkednek el, amit a mederfenék iszapos-agyagos üledékei is bizonyítanak, ugyanis a Maros homokanyagát nem találtuk meg a Tisza fenéküledékeiben. A Tiszának ugyanakkor nagy mennyiségű, a lösz lepusztulásából származó lebetegtetett üledéke lehetett (RÓNAI A. 1985, KASSE, C. et al. 2010). A magasabb ártér területén fennmaradt egykori Tisza-medrek hatalmas méretűek voltak ($L = 7$ – 14 km, $H = 5$ – 12 km), amely 10 – 15 ezer m³/s-os mederkitöltő vízhozamot jelez. Tehát a késő-glaciális idején mind a Tisza, mind a Maros vízrendszerében nagymértékű lehetett a lefolyás. Míg a Maros *d*-folyásiránya több ezer éven keresztül csaknem változatlan volt, addig a Tisza bevágódott az árterébe és létrehozta az alacsonyabb ártéri szintet (2D. *ábra*). A pleisztocén-holocén határán elinduló bevágódási folyamat tektonikai

okokkal is magyarázható (Kiss T. et al. 2012). Ezt támasztja alá a két ártéri szint divergens futása, hiszen magasságkülönbségük a dunai torkolatánál 6,3–7,5 m, míg az Alsó-Tisza vidék északi felében már csak 3,7–4,8 m (3. ábra). A kialakult alacsonyabb ártéri szint területén is hatalmas Tisza medrek maradtak fenn (Hód-tó: $R_c=3,6$ km, $L=12,1$ km, $H=7,4$ km; Deszk: $R_c=2,8$ km, $L=7$ km, $H=5,6$ km). Ezek közül az északabbra lévő Hód-tavi paleo-mederbe érkezett a Maros *d*-futásvonala. A délebbre elhelyezkedő deszki meder kora $10,6 \pm 1,9 - 8,0 \pm 0,7$ ka, melynek magas vízhozama (10–13 ezer m^3/s) már a betorkolt Maros vizét is tartalmazhatta.



3. ábra Az alacsonyabb (1) és magasabb ártéri szintek (2 – nyugati oldal; 3 – keleti oldal) magasság különbsége Csongrád és a Tisza dunai torkolata között.

Figure 3 Elevation differences between the lower (1) and higher floodplain levels (2 – western side; 3 – eastern side) from Csongrád to the conjunction of the Tisza and Danube

A Maros folyásiránya jelentősen átrendeződött a holocén elején, hiszen kb. 8 ezer éve délről került meg a Battonyai-hátat és a hordalékkúp déli, romániai részét kezdte építeni (2E. ábra, *e*-futásvonal). Ennek a jelentős átrendeződésnek a hátterében az a süllyedés állhat, ami az alacsonyabb ártér kialakulásához vezetett a Tisza mentén, és amely észak felé egyre kisebb bevágódást okozott. Ugyanis ez a Maros erózióbázisának erőteljes süllyedését is jelentette, így egy avulzió révén a Maros $8,5 \pm 1,1$ ka ezelőtt délre fordult. A medrek kora egyidejűleg két, nyugat felé tartó folyásirányt is jelez (*e*-futásvonal; Horia: $8,0 \pm 1,1$ ka, Sânpaul: $8,5 \pm 0,9$ és $5,3 \pm 0,8$ ka). Az avulzióval kialakult idősebb meder (Lovrin: $7,1 \pm 1,1$ ka) fonatos mintázatú, amit a hirtelen megnövekedett esés okozhatott. Ennek vízhozamát KATONA O. et al. (2012) kb. $1970 m^3/s$ -re becsülte. Ugyanezen folyásirányhoz tartozó, fiatalabb (Sânnicolau Mare: $6,1 \pm 1,1 - 3,5 \pm 0,4$ ka) meanderező meder már kissé északabbra folyt. A meder kanyarulatai nagyok, hiszen az átlagos görbületi sugár 560 m ($R_c = 375-745$), átlagos ívhossz 2070 m ($L = 1800-2340$) és az átlagos húr hossz 925 m ($H = 610-1240$). Ezek az értékek arra utalnak, hogy ekkor a Maros a fonatos mederhez hasonló vízhozamot (kb. $2000 m^3/s$) szállított. Ekkor a Maros torkolata a mai torkolattól délebbre (10–60 km) lehetett, és a megnövekedett esés és a nagy vízhozam szerepet játszhatott a Tisza menti alacsonyabb ártér déli részének kiszélesítésében. A Maros torkolattól északabbra, a Tisza alacsony árterén a mai Tisza vonalától távolabb eső, tehát idősebb Tisza medrek mérete kisebb ($R_c = 650-1000$ m, $L = 2500-5000$ m, $H = 1200-2000$ m), mint a holocén eleji medreké (pl. Deszk, Hód-tó), tehát a Tisza mederkitöltő vízhozama 2–4 ezer m^3/s -ra csökkent (70–80%-al). Ez jelentősebb, mint a Maroson tapasztalt (30%) csökkenés, ami a vízgyűjtők eltérő aktivitására utal.

A Maros legfiatalabb ($1,9 \pm 0,3 - 1,6 \pm 1,3$ ka) *f*-futásvonalában jelenleg az Aranka fut (2F. ábra). Ennek a meanderező medernek az átlagos görbületi sugara 450 m ($R_c = 350-550$ m), átlagos ívhossza 1960 m ($L = 1500-2650$ m), míg átlagos húr hossza csupán 680 m ($H = 540-$

820 m), ami csökkenő vízhozamra utal (kb. 1400 m³/s). Tehát a Maros csupán 2–3 ezer éve foglalhatta el jelenlegi helyét a hordalékkúp középső tengelyében. A Maros vízhozam-csökkenésével egy időben a Tisza vízhozama is csökkent, és ekkor jöttek létre az alacsony ártéren előforduló legkisebb medrek ($R_b = 300\text{--}650$ m, $L = 1500\text{--}2500$ m, $H = 600\text{--}1200$ m, amelyek mederkitöltő vízhozama 800–2000 m³/s). Nagyobb árvizek alkalmával a Tisza menti központi sávban a meder gyors áthelyeződése könnyen végbemehetett, amit bizonyít egy 360 ± 40 évvel ezelőtti bekövetkezett avulzió is (HERNESZ P. – KISS T. 2013).

Összefoglalás

A felszíni paleo-medrek arra utalnak, hogy a pleisztocén végén és a holocén elején (kb. 18-8 ezer éve) a Tisza és a Maros is a jelenleginél jóval nagyobb mederkitöltő vízhozammal rendelkezett (Tisza: 10–15 ezer m³/s – a mai 5–8-szorosa, Maros: 2–3500 m³/s – a mai 3–5-szöröse). A meanderek méretei a vízhozam fokozatos csökkenését mutatják a holocénben, s végül a szubatlantikus fázisban alakultak ki a legkisebb, jelenlegi vízhozamot tükröző medrek (Tisza: 1980 m³/s, Maros: 680 m³/s).

A víz- és hordalékhozamban bekövetkezett változások a Tiszán nem okoztak mintázatváltást, csupán a meanderek mérete változott. A Maros hordalékkúpján azonban ugyanazon futásvonal mentén is megfigyelhető mintázatváltozás, amit az esésben és a parti növényzetben bekövetkezett változások okozhattak.

Az alacsonyabb ártéri szint kialakulása a Tisza mentén északra haladó, holocén eleji tektonikus eredetű bevágódáshoz köthető, amit az ártéri szintek divergens futása is bizonyít (3. ábra). A Tiszának, mint erózióbázisnak a süllyedése hozzájárult a Maros 8,5 ± 1,1 ezer éve bekövetkezett avulziójához is (e-futásvonal), ami a megnövekedett esés miatt fonatos mintázatot eredményezett. Ez példázza, hogy az ártéren zajló folyamatok hogyan képesek visszahatni a magasabb fekvésű hordalékkúpok fejlődésére.

Az Alsó-Tisza mentén csupán két ártéri szint elkülönítése lehetséges, míg a Közép-Tiszán négy ártéri szint alakult ki (KASSE, H. et al. 2010., GÁBRIS GY. et al. 2012), és csak a legfiatalabb, szubboreális korú, tektonikus eredetű bevágódást követte markáns perem kialakulása, míg a korábbi bevágódásokat a klíma és a növényzet megváltozásához kötik. A Tisza vajdasági szakaszától északra ható, tektonikus eredetű bevágódás a késő-glaciális és a holocén határán érte el az Alsó-Tisza környékét és járult hozzá (a klimatikus viszonyok mellett) az alacsonyabb ártéri szint kialakulásához. A folyamat a holocén közepén (kb. 4-5 ezer éve) jelentkezhetett a Közép-Tisza területén, kiformálva a legfiatalabb ártérperemet, így a két ártéri szint kialakulását tekintve talán rokonítható egymással.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást támogatta az OTKA 83455 sz. pályázata, az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj programja, és az EU és Magyarország TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 sz. „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program”-ja, és a HURO/1101/126/2.2.1. „EnviArch” projekt.

KISS TÍMEA
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
kisstimi@gmail.com

SÜMEGHY BORBÁLA
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
sunbori@gmail.com

HERNESZ PÉTER
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
herneszeti@gmail.com

SIPOS GYÖRGY
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
gysipos@geo.u-szeged.hu

MEZŐSI GÁBOR
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
mezosi@geo.u-szeged.hu

IRODALOM

- ADAMIEC, G. – AITKEN, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. – *Ancient TL* 16. 2. pp. 37–49.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő* 38. 3–4. pp. 211–224.
- DURY G. 1976: Change prediction, present and former, from channel dimensions. – *J. Hydrology* 30. pp. 219–245.
- GÁBRIS Gy. 1995: A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén ökoszféra változásainak tükrében. – *Földrajzi Közlemények* 119. 1. pp. 3–10.
- GÁBRIS Gy. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfiai tükrében. – *Földrajzi Közlemények* 130. 3–4. pp. 123–133.
- GÁBRIS Gy. – HORVÁTH E. – NOVOTHNY Á. – RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. – *Netherlands Journal of Geosciences* 91. 1–2. pp. 111–128.
- HERNESZ P. – KISS T. 2013: A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. – *Hidrológiai Közöny* 93. 2. pp. 13–19.
- KASSE, C. – BOHNCKE, SJP. – VANDENBERGHE, J. – GÁBRIS, Gy. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). – *Pro. of the Geol. Ass.* 121. 2. pp. 180–194.
- KATONA O. – SIPOS, Gy. – ONACA, A. – ARDELEAN, F. 2012: Reconstruction of water discharge and investigation of fluvial architecture at the Orosháza paleochannel by the means of geophysical methods, preliminary. – *Journal of Env. Geo.* 5. 1–2. pp. 29–38.
- KISS T. – HERNESZ P. 2011: Az Alsó-Tisza-vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora. – *Földrajzi Közlemények* 135. 3. pp. 261–275.
- KISS T. – HERNESZ P. – SIPOS Gy. 2012: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. – *J. of Env. Geo.* 5. 1–2. pp. 1–10.
- KISS T. – SÜMEGHY B. – SIPOS Gy. 2013: Late Quaternary paleodrainage reconstruction of the Maros River alluvial fan. – *Geomorphology* 204. 49–60.
- LEOPOLD, L.B. – WOLMAN, M.G. 1957: River Channel patterns: braided, meandering and straight. – *Geological Survey Professional Paper* 282-B. United States Government Printing Office, Washington.
- MACKEY, S.D. 1993: Theoretical modeling of alluvial architecture. PhD thesis, State University of New York, Binghamton, NY.
- MEZŐSI G. 1983: Szeged geomorfológiai vázlata. – *Alföldi Tanulmányok* 7. pp. 59–74.
- MOLNÁR B. 2007: A Maros folyó kialakulása és vízgyűjtő területének földtani felépítése. – *Hidrológiai Közöny* 87. 2. pp. 27–30.
- MURKERIJ, A.B. 1990. The Chandigarh Dun alluvial fans: an analysis of the process–form relationship. In: RACHOCKI, A. – CHURCH, M. (eds.): *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester. pp. 131–149.
- NÁDOR A. – THAMÓ-BOZSÓ E. – MAGYARI Á. – BABINSZKI, E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). – *Sedimentary Geology* 202. 1–2. pp. 174–192.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. Akadémiai Kiadó, Budapest. 346 p.
- PÉCSI M. 1967. Dunamenti-síkság. A domborzat kialakulása és mai képe. – In: *A dunai Alföld* (szerk. MAROSI S. – SZILÁRD J.) Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 165–176.
- PÉCSI M. 1991. Geomorfológia és Domborzatminősítés – MTA-FKI kiadása, Budapest, 296 p.

- PRESCOTT, J. R.–HUTTON, J. T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements* 23. pp. 497–500.
- RITTENOUR, T.M. 2008: Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. – *Boreas* 37. pp. 613–635.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 21. 446 p.
- SIPOS GY.–KISS T.–KOROKNAI L.–HORVÁTH Zs. 2009: Pleisztocén és holocén medrek vizsgálata az Alsó-Tiszavidéken. Tudományos Konferencia, PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs.
- SOMOGYI S. 1967: Ósföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. – *Földrajzi Értesítő* 16. pp. 319–337.
- SÜMEGHY B.–KISS T. 2011: Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. – *J. of Env. Geo.* 4. 1–4. pp. 11–17.
- TOOTH, S.–RODNIIGHT, H.–MCCARTHY, T.S.–DULLER, G.A.T.–GRUNDLING, A.T. 2009: Late Quaternary dynamics of a South African floodplain wetland and the implications for assessing recent human impacts. – *Geomorphology* 106. 3–4. pp. 278–291.
- WINTLE, A.G.–MURRAY, A.S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single – aliquot regeneration dating protocols. – *Radiation Measurements* 41. pp. 369–391.