

AKTÍV ÁRTÉRFEJLŐDÉSI TÍPUSOK A MAROS LIPPA ÉS SZEGED KÖZÖTTI SZAKASZÁN

BALOGH MÁRTON – KISS TÍMEA – SÜMEGHY BORBÁLA ALICE

ACTIVE FLOODPLAIN EVOLUTION TYPES ALONG THE RIVER
MAROS BETWEEN LIPOVA AND SZEGED, ROMANIA–HUNGARY

Abstract

The floodplain sections along the Maros River vary in form and origin. The aim of the present study is to identify the different floodplain evolutionary types along the Maros from Lipova to Szeged. Horizontal floodplain aggradation is typical along the Maros, as 74% of the studied length develops via lateral channel migration, thus 25 km² of the floodplain evolved by point-bar development between 1881 and 2014. Islands also merge into the banks, increasing the area of floodplains by 1.8 km². The third process contributing in horizontal accretion is channel narrowing: the Maros became narrower by 37% since 1881, increasing the area of floodplains by 9 km². In the meantime, due to intensive gravel extraction from the channel, the riverbed incised by 5.6–6.3 m. Thus, upstream of Arad, the floodplain sections became disconnected from the river and their development was terminated.

Keywords: floodplain types, horizontal aggradation, human impact, Maros

Bevezetés

Az árterek a fluviális folyamatok komplex kölcsönhatásának eredményeként jönnek létre, ezért formakincsük, tulajdonságaik és fejlődésük lényegében a folyó hidrológiai jellegzetességeinek és hordalékszállításának függvényében alakul. Mivel az árterek az összetett fluviális rendszer elemei, ezért nem vizsgálhatók önmagukban, hiszen, a meder–ártér kétirányú folyamatai és formái befolyásolják fejlődésüket, ráadásul az árterek üledékeinek vizsgálata betekintést nyújthat egy folyó fejlődéstörténetébe is (FRYIRS, K. A. – BRIERLEY, G. J. 2013).

Az ártér úgy definiálható, mint széles, csaknem sík aljzatú, a mederrel szomszédos alluviális forma, amelyet a medertől partok választanak el és aktív akkumuláció jellemzi. Az árterek formálódását azonban számos tényező befolyásolja, így különbözhetnek jellegzetes folyamataik, formáik, illetve anyaguk tekintetében. Sokszínűségükből ered, hogy a geomorfológiai szakirodalomban számos ártér-osztályozási módszer látott napvilágot. Az első ártér-osztályozási rendszerek a vertikális és a horizontális feltöltődés arányát vették figyelembe. A 20. század első felének davisai szemléletű kutatásai az árterek formálódásában kiemelt szerepet tulajdonítottak a laterális feltöltődésnek. Például JAHNS, R. H. (1947) szerint kb. kétharmaduk a kanyarulatok oldalirányú áthelyeződése révén fejlődik, míg LEOPOLD, L. B. és WOLMAN, M. G. (1957) szerint ez jóval elterjedtebb, azaz 80–90%-ukat érinti, míg a többi ártér az árvizek idején akkumulált ártéri üledékből, vertikális feltöltődés révén épül fel. SCHUMM, S. A. (1977) a vertikális feltöltődésnek már jóval nagyobb szerepet tulajdonított; véleménye szerint e két folyamat együttesen alakítja ki az ártereket, azonban az oldalirányú feltöltődés nyomait az idő múlásával a vertikális akkumuláció megsemmisítheti. Itt fontos felhívunk a figyelmet arra, hogy míg a nemzetközi szakirodalomban dominál a horizontális ártérfejlődés vizsgálata, addig hazánkban elsősorban a vertikális feltöltődés folyamatát tanulmányozták részletesen (GÁBRIS GY. et

al. 2002; OROSZI V. 2009; KISS, T. et al. 2011; SÁNDOR A. 2011; VASS R. 2014), hiszen ez szoros kapcsolatban áll az árvizek emelkedésével (SCHWEITZER F. 2003).

Talán a legismertebb ártér-osztályozási rendszert NANSON, G. C. és CROKE, J. C. (1992) alkotta meg. Ebben már megjelent az árteret kialakító folyó munkavégző képessége, a hordalék jellege, valamint szerepet kaptak a meder és az ártér geomorfológiai jellemzői is. A későbbi ártér-osztályozási rendszerek (pl. ROSGEN, D. L. 1994; FRYIRS, K. A. – BRIERLEY, G. J. 2013) az árterek helyreállási képességére, illetve a helyreállítás lehetőségeire koncentráltak, az árteret folyó geomorfológiájával és dinamikájával egységben kezelték, ezért nem is valódi ártér-osztályozási rendszereknek tekinthetők. Hazánkban ártér-osztályozást LÓCZY, D. et al. (2012) végeztek a Kapos mentén. Nem határozott ártértípusokat különítettek el, hanem a meder és a völgy különböző horizontális paraméterei (pl. korlátozottsága) alapján jellemezték az árteret.

Kutatócsoportunk korábbi kutatásai során (pl. SIPOS Gy. 2006; OROSZI V. 2009) és terepbejárásaink alkalmával is azt tapasztaltuk, hogy a Maros hordalékkúpi szakasza mentén (Lippától Szegedig) a meder és a hozzá tartozó ártér is jelentősen változik. Ráadásul az emberi hatások (pl. kavicsbányászat, kanyarulat-átvágás, partbiztosítások) is jelentősen befolyásolják nemcsak a meder, hanem az ártér fejlődését is. Ezért célunk annak a meghatározása volt – az 1881-es térképlap és a 2014. évi műholdfelvétel összehasonlítása alapján –, hogy (1) Lippától Szegedig milyen folyamatok alakították ki az egyes ártérrészeket és (2) hogyan lehetne ezen információk révén osztályozni őket. Fontos célunk volt továbbá, hogy a meder jellemzőivel (pl. kanyarulat-fejlettség) és fejlődésével (pl. szélességváltozás) összekapcsoljuk az árterek fejlődési módját, hiszen a meder alakulása jelentősen befolyásolja az ártér további formálódását is. Az ártéri folyamatok módosulása, illetve a meder-ártér kapcsolat megváltozása ökológiai, árvízvédelmi és településkörnyezeti következményekkel is járhat, azonban e gyakorlati kérdésekkel a jelen tanulmányban nem foglalkozunk.

A mintaterület

A Maros a Tisza leghosszabb mellékfolyója (766 km), amelyből azonban csupán 28,3 km jut Magyarországra (ANDÓ M. 2002). Vízyűjtő területének (30 332 km²) 96%-a Romániában van, amely az Erdélyi-medencét és az azt körülvevő hegységeket foglalja magába (LACZAY I. 1975a; BOGA L. – NOVÁKY B. 1986), míg hazánkhoz legyező alakú hordalékkúpjának egy része tartozik.

A Maros vízyűjtőjének és jelenlegi futásvonalának kialakulása hosszú földtörténeti fejlődés eredménye, amit a hegységkeret (pl. Bihar, Zámi-szoros) különböző mértékű kiemelkedése és az erózióbázis süllyedése befolyásolt (MIKE K. 1975, 1991). A pliocén vége óta épülő hordalékkúp felszínén található medrek azt mutatják, hogy az utóbbi 18 ezer évben a folyó gyakran váltogatta a futásirányát és a meder a jelenlegi sávban csupán az utóbbi 2 ezer évben fut (SÜMEGHY B. 2014), tehát a mederformálás a nagy esés és a bőséges hordalékhozam miatt a földtörténeti múltban is igen intenzív lehetett (KATONA O. 2014; SÜMEGHY B. 2014).

A Maros hazai szakaszán az aktív vertikális ártérfeltöltődés tér- és időbeliségét OROSZI V. (2009) és KISS, T. et al. (2011) vizsgálta. Megállapították, hogy a folyamat lassuló tendenciájú, de még így is nagyobb ütemű, mint a Tisza ártérfeltöltődése.

A Maros recens ártérfejlődését a folyó hidrológiai tulajdonságai alapvetően meghatározzák. Esése a forrásvidéken, a Gyergyói-medencében 370 cm/km, ami a középső, dédallippai szakaszán 30–50 cm/km-re csökken. Végül Lippától a torkolatig tartó szakaszon – a hordalékkúp morfológiájától függően – az esés 30–60, míg a Szegedhez közeli ártéri szakaszon csupán 9 cm/km (TÖRÖK I. 1977; SÜMEGHY B. 2014). Vízhozama Makónál

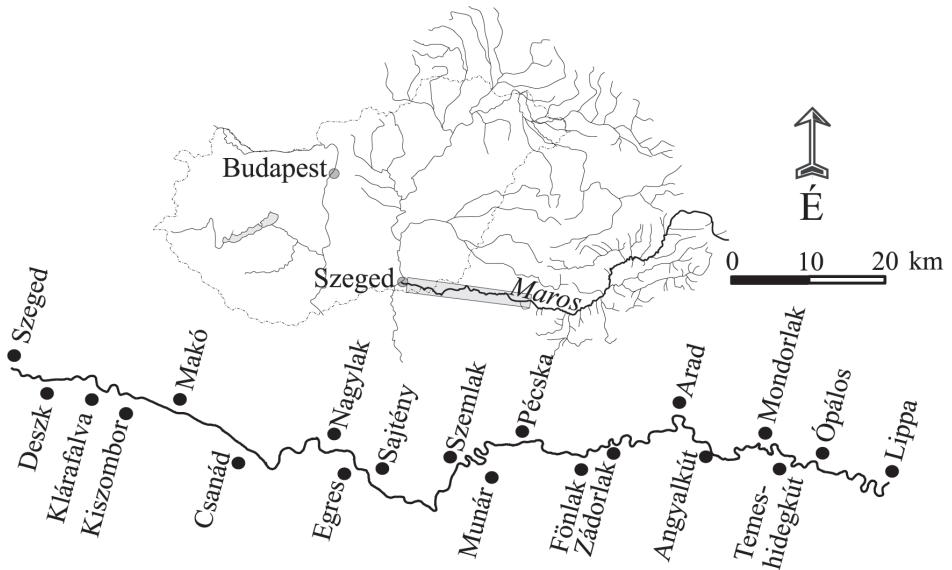
21–2450 m³/s között változik (SIPOS. Gy. et al. 2007). Az ártérformálódást alapvetően meghatározzák az árvizek, amelyek tartama a 20. század elején még évente 1–3 hét volt, azonban az utóbbi évtizedekben – néhány év kivételével – elmaradtak (KISS T. 2014), részben a jelentős mértékű vízviasszatartás miatt, részben a kavicskitermelés okozta bevágódás következtében (URDEA, P. et al. 2012). Az év nagy részére (kb. 10 hónapig) a kisvizek jellemzőek (SIPOS Gy. 2006). A folyó jelentős mennyiségű hordalékot szállít: átlagos lebegtetetthordalék-hozama Deszknél 265 kg/s (8,3 millió t/év), míg a fenékhordaléké 0,9 kg/s (28,3 ezer t/év) (BOGÁRDI J. 1954). A legújabb kutatások morfológiai alapon becsülték a fenékhordalék-hozam alakulását. Megállapították, hogy a vizsgált szakaszokon a mederben levő zátonyok dinamikusan vándorolnak, a hordalékhozamot azonban a kavicskitermelés és az alatta levő szakaszon a medermélyülés csökkenti (URDEA, P. et al. 2012; PRÁVETZ T.–SIPOS Gy. 2014). Az árterek fejlődését növényzetük alapvetően befolyásolja: a Maros magyarországi árterén napjainkban az erdők dominálnak, a települések környezetében pedig többé-kevésbé megművelt kertek és szántók vannak (OROSZI V. 2009). Ugyanakkor a romániai hullámtéren főleg legelők jellemzőek, bár kisebb-nagyobb foltokban ártéri erdők is előfordulnak. Véleményünk szerint ez a különbség az elmúlt évtizedek hazai ártérkezelési gyakorlatára vezethető vissza, hiszen az 1960-as évektől intenzív erdőtelepítés folyik (OROSZI V. 2009), akárcsak a tiszai hullámtéren (SÁNDOR A. 2011).

Az ármentesítési munkálatokat a Maroson 1752-ben kezdték el, de az átfogó töltésépítési és mederszabályozási munkák csak az 1850-es években kezdődtek. Az árvízvédelmi töltésrendszert Szegedtől Fönlakig (0–105. fkm) összefüggően kiépítették (TÖRÖK I. 1977), ugyanakkor a felsőbb szakaszon csak lokális töltések találhatók, mivel a települések többsége kiemelt ártéri szinteken és teraszokon van. Az 1846–1872 közötti évek mederszabályozásai során a Szeged és Lippa közötti, 260 km-es szakaszt 33 kanyarulat átvágásával 172 km-re rövidítették (LACZAY I. 1975b; TÖRÖK I. 1977). A nagy esésű és hordalékhozamú folyó a kanyarulat-átmetszések hatására a határszakaszon fonatossá vált, hiszen itt kisvízi szabályozást nem végeztek (SIPOS Gy. 2006). Ugyanakkor a kisvízi szabályozás keretében a Makó és Szeged közötti 28 km-es kanyargós szakaszt 1950–1960 között sarkanyúkkal és partbiztosításokkal rögzítették (TÖRÖK I. 1977). Az utóbbi években a meder alakulását az intenzív kavicsbányászat befolyásolta. A 2010-es évek közepéig évente kb. 900 ezer m³ kavicsot termeltek ki az Arad feletti a mederszakaszból (Ópálos–Mondorlak), míg a hazai szakaszon további 100 ezer m³-t (URDEA, P. et al. 2012).

A jelen kutatásban a Maros Lippa és Szeged közötti, síksági szakaszát (176 km) vizsgáltuk részletesen (1. ábra). Ennek a szakasznak nagy része (126 km) Romániában található, 21,7 km hosszan a román–magyar határt képezi és csupán 28,3 km jut magyarországi területre.

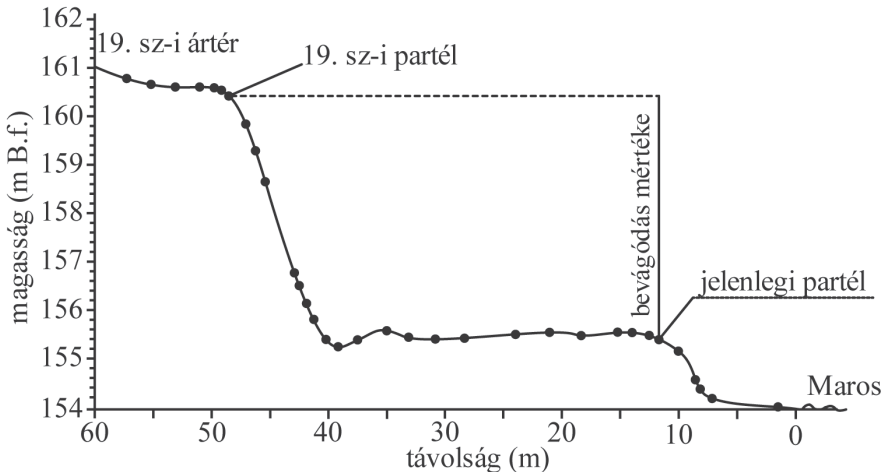
Alkalmazott módszerek

A Maros menti árterek fejlődési módjainak és típusainak a meghatározásához a III. katonai felmérést (1881) és a Google Earth felvételeit (2014) vetettük össze ArcGIS Desktop 10 programkörnyezetben. A két időpontból származó adatbázis alapján megrajzoltuk a partvonalat. A meder szélességét a középvonalra 100 m-enként húzott merőleges mentén mértük le, amelyek segítségével meghatároztuk a középvonalat és az inflexiós pontok helyzetét is. Az inflexiós pontok alapján a medret morfológiai egységekre (114) tagoltuk, amelyeknek lemértük az ív- és húrhosszait, majd minden egységnek – LACZAY I. (1982) módszerét követve – meghatároztuk a fejlettségét (β = ívhossz/húrhossz). A hasonló fejlettségű (kanyargósságú) szomszédos egységek alapján 19 morfológiailag elkülönülő



1. ábra A vizsgált terület: a Maros Lippa és Szeged közötti szakasza és ártere
 Figure 1 The channel and the floodplain of the Maros River were studied in detail between Lipova and Szeged

folyószakaszt határoztunk meg LACZAY osztályozását alapul véve (pl. álkanyarokkal tagolt, enyhén kanyargós). A meder horizontális elmozdulási irányát a középvonal maximális elmozdulásának irányaként határoztuk meg. A kanyarulatok oldalirányú elmozdulása révén létrejött ártéri felszín területét (ha-ban) az 1881. és a 2014. évi középvonalak által közrezárt terület alapján adtuk meg. A Maros-meder bevágódásának mértékét Topcon RTK-GPS-szel mértük fel, a mederre merőleges szelvények mentén, 2015 novemberében, 14 mintaterületen (I. KISS, T. et al. 2017). A bevágódás mértékét a jelenlegi partél és az egykori partél-perem magasságkülönbsége adta (2. ábra).

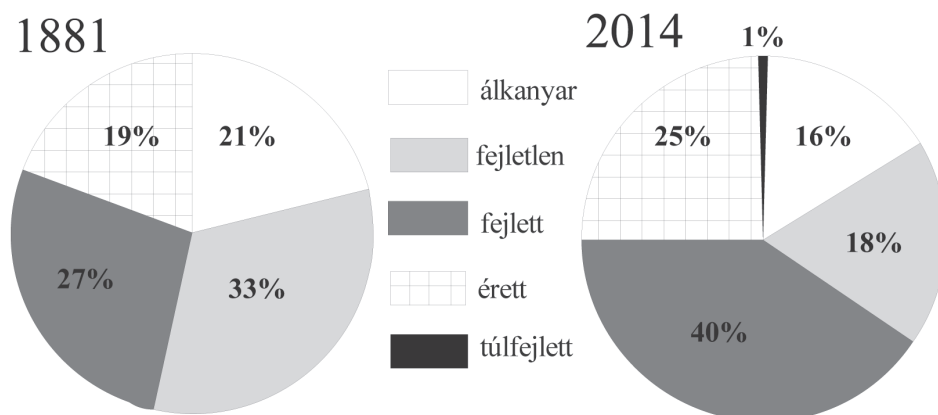


2. ábra A bevágódás mértékének meghatározása a jelenlegi és a 19. századi partélek magasságkülönbsége alapján
 Figure 2 The degree of channel incision was determined based on the height difference between the present-day and 19th c. bankline

Eredmények

Közvetlenül a kanyarulat-átvágások után, a III. katonai felmérés (1881) idején a vizsgált szakasz hossza 165,6 km volt, ugyanakkor a vizsgálat idején (2014) a teljes hossz már 176,1 km. Ez arra utal, hogy bár a szabályozásokkor ezt a szakaszt 34%-kal lerövidítették és kiegyenesítették, azóta egyre kanyargósabbá válik a Maros medre. A leggyorsabban az 1864–65-ben átvágott Pécska és Szemlak közötti, valamint a Zádorlaktól É-ra található kanyarulatok fejlődnek, amelyek napjainkra a korábbihoz hasonlóan kanyargóssá váltak.

Előzetes megfigyeléseink szerint a különböző egységek fejlettségétől (β) függően eltérő az ártérfejlődés módja, ezért először a vizsgált szakasz 114 egységét osztályoztuk fejlettségük alapján (3. ábra). 1881-ben a 114 egységnek közel felét (75,7 km hosszán) az egyenesek (21%) és a fejletlen (33%) kanyarulatok tették ki, ugyanakkor napjainkra már a fejlett (40%) és az érett kanyarulatok (25%) vannak túlsúlyban (89,9 km hosszú szakasz mentén), sőt a 2014. évi felvételen már egy túlfejlett kanyarulat (2,5 km) is megjelent.

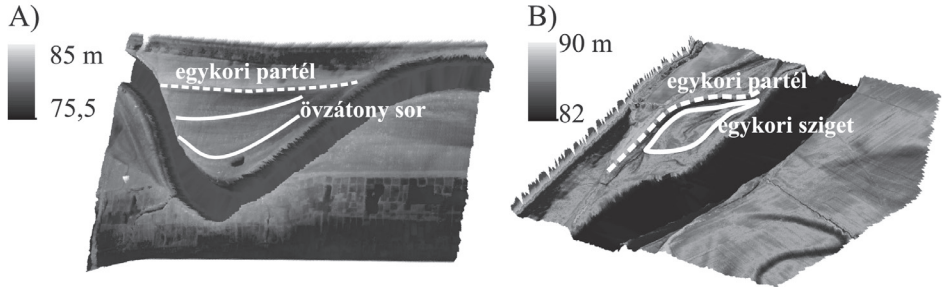


3. ábra A Maros egységeinek fejlettsége (β) 1881-ben és 2014-ben
Figure 3 Sinuosity changes of the units of the Maros River between 1881 and 2014

Az eltérő kanyarulat-fejlettségű szakaszok mentén különbözik az ártérfejlődés típusa is. Míg az érett, a fejlett és a túlfejlett kanyarulatoknál az ártér a kanyarulatok oldalazó eróziójához köthetően épül, illetve pusztul, addig az egyenes, rendszerint szigetekkel tagolt szakaszok mentén az ártér a szigetek partba olvadásával épül. Ez a két meder-ártérfejlődési mód gyakorlatilag nem jár az árterek nettó területgyarapodásával, bár az É-i vagy a D-i ártér területe módosulhat. A fenti két ártérfejlődési típussal jellemzett egységekre jellemző lehet a mederszűkülés, illetve a bevágódás is, amelyek közül a mederszűkülés már abszolút mértékben is növeli az árterek területét. Azonban míg a mederszűkülés mellett megmaradhat a meder és az ártér hidrológiai összekapcsoltsága, addig a bevágódás – ami rendszerint együtt jár a mederszűküléssel – azt eredményezheti, hogy az árterek fejlődése leáll, hiszen ármentes felszínekké válhatnak. A fenti folyamatokat figyelembe véve az ártéri felszíneknek az alábbi három típusát lehet elkülöníteni:

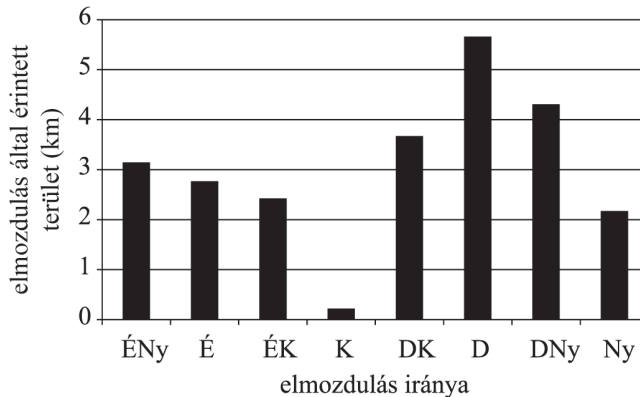
a) *Kanyarulatfejlődéssel gyarapodó ártéri felszín*. A mintaterületen és általában a mean-derező folyók mentén jellemző, hogy az ártér egy-egy részlete a kanyarulatfejlődés (pl. áttevődés, megnyúlás, rotáció), illetve a kanyarulatok természetes lefűződése vagy mesterséges levágása révén gyarapszik (4. ábra/A). A Maros mentén 1881 és 2014 között a vizs-

gált szakasz teljes hosszának a 74%-a (130,7 km) mentén volt jellemző ez az ártérfejlődési mód, ami összesen csaknem 25 km²-nyi területet érintett. Ez a kanyarulatok oldalirányú elmozdulásához köthető ártérfejlődés azokon a szakaszokon volt a legjelentősebb, ahol kanyarulat-átvágást végeztek, hiszen itt a lokálisan megnövekedett esés miatt a kanyarulatfejlődés felgyorsulhatott.



4. ábra Ártérfejlődés a kanyarulat oldalirányú elmozdulásával a 30. egységben (A) és egy sziget partba olvadásával az 5. egységben (B)
 Figure 4 Active floodplain evolution by lateral channel shift in unit 30. (A) and by an island merging into the bank in unit 5. (B)

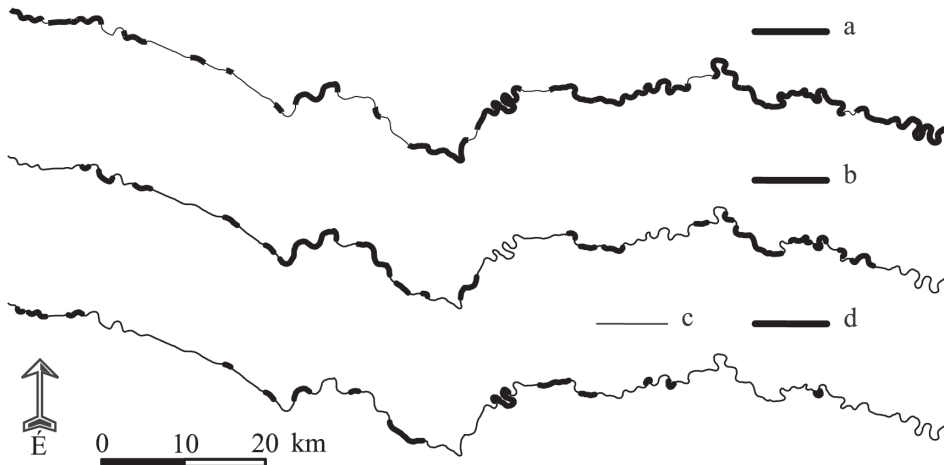
A kanyarulatfejlődéssel gyarapodó árterek jellemzően a medertől ÉÉNy-i (9,8 km²), illetve DDNy-i (5,9 km²) irányban találhatók (5. ábra). Ez természetesen következik a Maros K–Ny-i irányú futásából, de az É-i oldal nagyobb gyarapodása azt is jelzi, hogy a meder lassan D felé tevődik. Ezt bizonyítja az is, hogy a meder ÉÉK-i irányú elmozdulása a középvonal hosszának csupán 28%-ára (49,2 km) jellemző, míg a DDNy-i irányú elmozdulás 42%-ára (73,9 km).



5. ábra Az 1881 és 2014 között végbement medereltolódással érintett területek égtájak szerinti megoszlása
 Figure 5 Cardinal direction distribution of channel shifts between 1881 and 2014

b) *Szigetek partba olvadásával gyarapodó ártéri felszínek.* Az árterek területének növekedése történhet a szigetek parthoz simulása, majd partba olvadásá révén is (4. ábra/B). A szigetek száma 1881 és 2014 között 40%-kal nőtt (52-ről 73-ra), ugyanakkor területük csaknem 72%-kal csökkent (4,6 km²-ről 1,3 km²-re). A Maros medrében levő szigetek tehát apróbbakká váltak és a nagyméretű (jellemzően ún. ártéri szigetek) eltűntek (SIPOS Gy. 2006). Míg 1881-ben a szigetek csaknem egyenletesen fordultak elő a Maros teljes

vizsgált szakaszán – bár az Arad–Zádorlak és az Apátfalva–torkolat közötti szakaszon alig fordultak elő –, addig napjainkra (2014) a legtöbb sziget (1) a Mondorlak és Lippa közötti, hordalékkúp-csúcsi szakaszon (145–176 fkm), (2) a Trianon óta mérnöki beavatkozásoktól mentes román–magyar határsávbán (28–50 fkm), valamint (3) azokon a javarészt nagyjából egyenes vagy fejlett szakaszokon található, amelyek az 1881–2014 közötti időszakban nem mozdultak el jelentősen és így nem volt szükség sarkantyúk vagy partbiztosítások építésére (pl. 130–139 fkm). Tehát a szigetek partba olvadása révén fejlődő ártereket is e szakaszok mentén találjuk. A természetesen partba olvadó szigetek 1881 és 2014 között összesen 1,8 km²-nyi területtel növelték az ártér területét. Ez az ártérfejlődési típus jellemző az Ópálos–Arad, a Zádorlak–Pécska és a Sajtény–Magyarcsanád közötti szakaszon (6. ábra).

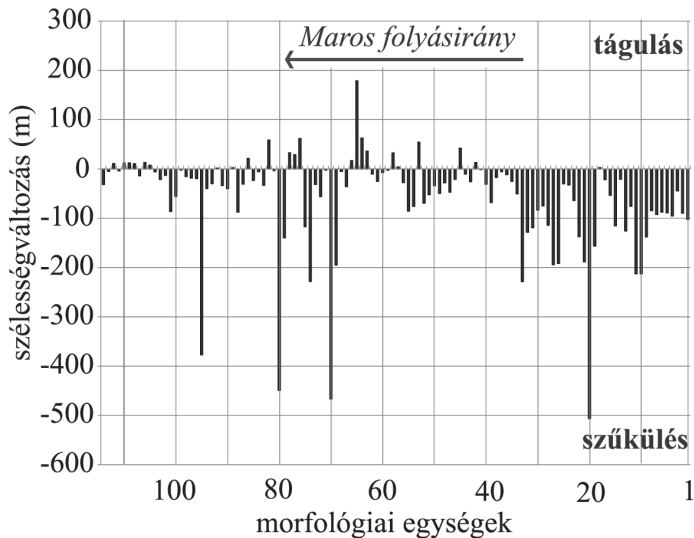


6. ábra A Maros menti ártérrészletek jellegzetes fejlődési módjai. – a – ártérfejlődés kanyarulatvándorlás révén; b – ártérfejlődés szigetek partba olvadásával; c – ártérfejlődés a meder szűkülésével; d – ártérpusztulás medertágulás révén
 Figure 6 Development types of floodplain sections along the Maros River. – a – by lateral shift of the channel; b – by islands merging into the banks; c – by channel narrowing; d – erosion of the floodplain by channel widening

A kanyarulatfejlődés és a szigetek partba olvadása közötti átmeneti ártérfejlődési típust képviseli azoknak a nagyméretű ártéri szigeteknek a partba olvadása, amelyek a folyószabályozási munkálatok során keletkeztek. A kanyarulat-átvágás során alkalmazott vezérárkok révén a szabályozott kanyar és a vezérárkok között nagyméretű ártéri sziget alakult ki, amely majd a kanyarulat üledékugóval való eltömődése révén válhatott csak az ártér részévé. A Maroson a vezérárkok anyamederré válása az agyagos mederanyag miatt akár egy évtizedig is eltarthatott (OROSZI V. 2009), így az ártér gyarapodása csak ezután következhetett be. Mivel a kanyarulatok átvágását az 1881. évi felmérés előtt már egy évtizeddel befejezték és a holtágak nagyon gyorsan feltöltődtek, a vizsgált szakaszon 1881 után már csak öt ilyen ártéri sziget olvadt a partba, így összesen 2,7 km²-nyi ártéri terület jött létre Mondorlak, Szemlak, Apátfalva és Makó környékén. Az 1881-es felvétel legnagyobb (1,2 km²) ártéri szigete Makótól DNy-ra csaknem akkora volt, mint a vizsgált szakasz jelenlegi összes szigetének területe, de ez is gyorsan, mindössze 8 év alatt a partba olvadt a holtág feltöltődése révén (OROSZI V. 2009), így gyarapodott az É-i ártér területe. A szabályozáshoz köthető és a természetes szigetek partba olvadása révén történő ártérfejlődés a középvonal teljes hosszának 38%-át (67 km) érintette.

c) *Mederszűküléssel gyarapodó ártéri felszínek.* Az ártéri területek valós növekedése a meder szűkülésével mehet végbé, hiszen ilyenkor ténylegesen gyarapszik az ártér. A Maros

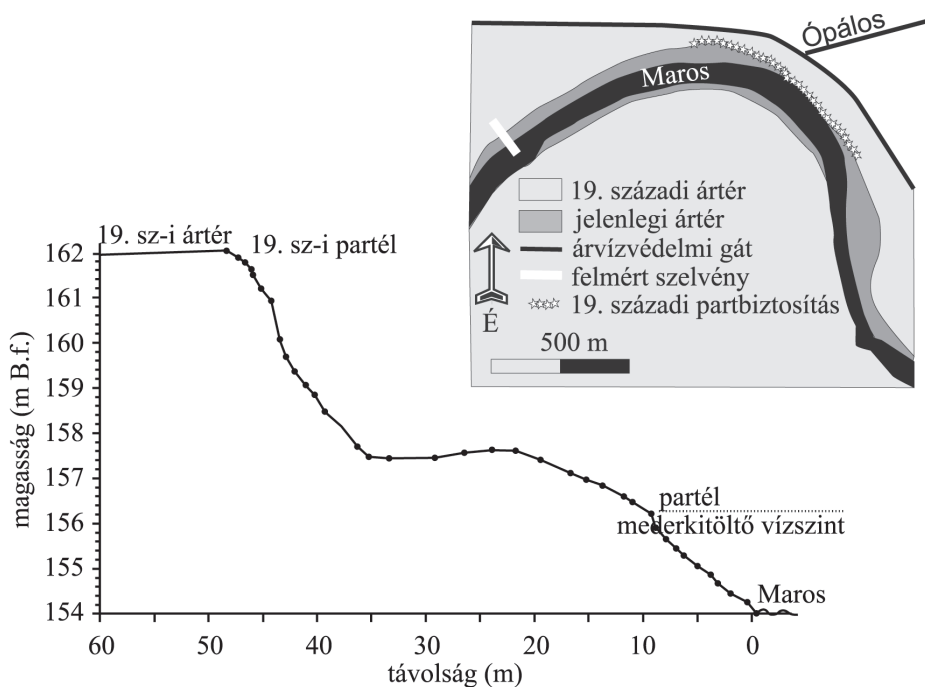
medrének átlagos szélessége a vizsgált 133 év alatt 183-ról 116 m-re (–37%), míg legnagyobb szélessége 1704 m-ről 493 m-re (–71%) csökkent. A meder tehát napjainkban egysegebbé és keskenyebbé vált, megszűntek benne a nagyméretű medertárgulatok (7. ábra).



7. ábra A meder szélességének változása a Maros vizsgált szakaszán 1881 és 2014 között
Figure 7 Channel width changes along the studied section of the Maros between 1881 and 2014

A vizsgált szakasz 80%-a szűkül, így az ártér területe csaknem 9 km²-rel nőtt. A legnagyobb szűkülést, azaz ártérgyarapodást ott mértük, ahol a kanyarulat-átvágások révén létrejött ártéri szigetek olvadtak a partba, hiszen itt a szigeteket a meder részének tekintettük. Folyásirányban megfigyelhető, hogy a legintenzívebben szűkülő egységek (1–33) a Maros felső szakasza mentén található Lippa és Arad között, ahol az ártér átlagosan 0,12 km²/fkm-rel gyarapodott. Arad és Szeged között az ártér gyarapodása már jóval mérsékeltebb (0,03 km²/fkm), illetve előfordulnak olyan szakaszok is (a teljes hossz 20%-án, azaz 31,4 km-en), amelyek mentén a meder szélesedése miatt az ártér pusztul. Ez elsősorban az intenzíven vándorló kanyarulatokra (pl. Szemlak és Pécska között), illetve azokra a javarészt egyenes szakaszokra jellemző, ahol az 1881–2014 közötti időszakban új sziget(ek) alakult(ak) ki. Emiatt a sodorvonal kitért vagy kettévált, ami gyors parteróziót eredményezett.

A fenti, horizontális ártérfejlődési módok révén az ártér területe gyarapszik, ugyanakkor megfigyelhető a meder bevágódása is, ami miatt az ártérfejlődés leállhat. Ez főleg azokban az egységekben jellemző, ahol a partokat biztosították, illetve intenzív kavicsbányászat zajlott az utóbbi évtizedekben (8. ábra). Bár a mederből történő kavicskitermelés napjainkra megszűnt, a nagy mennyiségű eltávolított fenékhordalék miatt a folyó a tisztavíz-erózió révén újabb hordalékot termelt, ezzel pedig fokozatosan mélyítette medrét. A bevágódás mértékét a felhasznált adatforrások alapján nem lehet meghatározni, de a 2014. évi Google Earth felvételen kirajzolódik a bevágódó ártérperem. Ezek a peremek elsősorban a Aradtól K-re, Ópálos és Angyalkút között, a romániai szakaszon található, hiszen ezt a mederszakaszt érintette közvetlenül a kavicsbányászat a 20–21. században. Az Ópálos és Angyalkút közötti szakaszon, összesen 13 mintaterületen 5,6–6,3 m-rel vágódott be a Maros.



8. ábra A meder 5,6 m-rel vágódott be Temeshidegkútnál a 20. századi kavicskitermelés hatására
 Figure 8 The channel incised by 5.6 m at Temeshidegkút due to in-channel gravel mining in the 20th century

Összefoglalás

Hazánkban az ártérfejlődési kutatások elsősorban a hullámterek igen gyors vertikális akkumulációját vizsgálták a Tiszán (GÁBRIS GY. et al. 2002; SCHWEITZER F. 2003; SÁNDOR A. 2011; VASS R. 2014), illetve a Maroson (OROSZI V. 2009; KISS, T. et al. 2011). A horizontális ártérfejlődést legfeljebb érintették a kutatások, hiszen a kanyarulatok fejlődését emelték ki (pl. FIALA K.–KISS T. 2004; KOZMA K.–SZABÓ J. 2011; ANDRÁSI G. 2016). Vizsgálatunk bebizonyította, hogy a vertikális feltöltődés mellett a horizontális ártérfejlődés is jelentős mértékű a Maros Lippa és Szeged közötti szakaszán. Kimutattuk, hogy bár a vizsgált szakasz 74%-ára jellemző, hogy az ártér kanyarulatvándorlás révén fejlődik (25 km²), azonban az ártérfejlődés a szigetekkel sűrűn tagolt szakaszokon a szigetek ártérbe olvadása révén, illetve mederszűküléssel is megvalósulhat (1,8 km²), hiszen a Maros 37%-kal lett keskenyebb 1881 óta, így az ártér területe 9 km²-rel nőtt.

Jellemzően a romániai szakaszon, azon belül is az Angyalkút–Temeshidegkút és a Sajtény–Munár szakaszon találhatóak a legintenzívebben fejlődő árterek, mivel itt a legnagyobb partelmozdulás, leggyorsabb a mederszűkülés, és a partba olvadó szigetek száma is magas. Ez összefüggésbe hozható azzal, hogy itt találhatóak a legnagyobb fejlettségű kanyarulatok és a hordalékkúp laza, homokos-kavicsos anyaga könnyen erodálható. Ugyanakkor ezeken a szakaszokon a legnagyobb mértékű a bevágódás is, ami a XIX. századi árterek aktív fluvialis formálódását ma már lehetetlenné teszi. Ugyanakkor a magyarországi szakaszon sokkal mérsékeltebb az ártérfejlődés üteme; egyedül Kiszombor és Makó között fejlődik valamelyest gyorsabb ütemben az ártér a szigetek partba olvadásával és mederszűküléssel.

1. táblázat – Table 1

A meder és az ártér jellemzői a Maros egyes szakaszain.
 – Ártérfejlődési típusok: K – kanyarulat-fejlődéssel; Sz – szigetek partba olvadásával;
 Msz – mederszűkülés; B – bevágódás
 Channel and floodplain properties of the sections of the Maros River.
 – Types of floodplain development: K – by meander development;
 Sz – by island merging; Msz – by channel narrowing; B – by incision

| fkm | Szakasz | | Kanyarulat- fejlettség (β) | Az ártérfejlődés módja 1881–2014 között | | | |
|-------------|---------|-------------------------|----------------------------------|--|------------|-------------|----------|
| | egység | település | | K (ha) | Sz (ha) | Msz (ha) | B (m) |
| 162,4–176,1 | 1–7 | Lippa–Ópálos | 1,09–4,52 | 156 | | 102 | |
| 158,6–162,4 | 8–10 | Ópálos–Temeshidegkút | 1,02–1,11 | 60 | 9 | 52 | 1,5 |
| 139,4–158,6 | 11–26 | Temeshidegkút–Angyalkút | 1,11–2,32 | 543 | 55 | 196 | 4,4–9,7 |
| 135,5–139,4 | 27–30 | Angyalkút | 1,02–1,10 | 47 | 16 | 25 | 2,8 |
| 124,4–135,5 | 30–36 | Angyalkút–Arad | 1,18–2,48 | 89 | 25 | 82 | |
| 122,1–124,4 | 37–38 | Arad | 1,02–1,03 | 9 | <1 | 3 | |
| 106,2–122,1 | 39–50 | Arad–Fönlak | 1,10–2,01 | 319 | 1 | 23 | 6,4 |
| 99,2–106,2 | 51–55 | Fönlak–Pécska | 1,03–1,25 | 88 | 1 | 14 | 1,9–2,2 |
| 94,0–99,2 | 56–59 | Pécska–Munár | 1,02–1,04 | 25 | <1 | –1 | 2,0 |
| 64,9–94,0 | 60–76 | Munár–Sajtény | 1,09–3,26 | 521 | 118 | 69 | 1,4 |
| 61,6–64,9 | 77–78 | Sajtény–Egres | 1,02–1,07 | 16 | | –9 | 0,7–1,4 |
| 54,1–61,6 | 79–82 | Egres–Nagylak | 1,04–1,21 | 83 | 60 | 71 | 1,1 |
| 40,6–54,1 | 83–87 | Nagylak–Csanád | 1,20–1,79 | 112 | 8 | | 1,2 |
| 26,9–40,6 | 88–94 | Csanád–Makó | 1,02–1,04 | 123 | 24 | 53 | 0,6–2,4 |
| 21,8–26,9 | 95 | Makó–Kiszombor | 1,02 | 50 | 123 | 162 | 1,5 |
| 13,2–21,8 | 96–102 | Kiszombor–Klárafalva | 1,04–1,37 | 71 | 4 | 29 | |
| 8,5–13,2 | 103–106 | Klárafalva | 1,10–1,38 | 49 | | –1 | 2,4 |
| 5,6–8,5 | 107 | Klárafalva–Deszk | 1,02 | 12 | <1 | 5 | |
| 0,0–5,6 | 108–114 | Deszk–Szeged | 1,08–1,26 | 54 | | –7 | |

A Maros mentén az ártér és a meder egyre gyengébbé váló kapcsolatát jelzi, hogy a szabályozások és a kavicsbányászat hatására a meder akár 6,3 m-rel is bevágódott, így a szabályozásokkorai medrek teljesen elveszítették vízutánpótlásukat, illetve egyes szakaszokon a gátak feleslegessé váltak, hiszen az árvizek már nem önthetik el a kisvizek szintjénél 8–10 m-rel feljebb levő ártérrészleteket.

A NANSON–CROKE-féle osztályozási rendszerben (NANSON, G. C.–CROKE, J. C. 1992) a Maros a nagy kohéziójú árterek közé sorolható, ami szoros kapcsolatban van a mederkitöltő vízhozamhoz tartozó kis ($14\text{--}18\text{ w/m}^2$) fajlagos munkavégző képességgel (FIALA K. et al. 2007).

Köszönetnyilvánítás

A kutatást a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj, a Nemzeti Tehetség Program – Egyedi Fejlesztést biztosító Ösztöndíjak Program 2015-00293 sz. és az OTKA 119193 sz. pályázata támogatta.

BALOGH MÁRTON

SZTE-TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
baloghmarton.geo@gmail.com

KISS TÍMEA

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

SÜMEGHY BORBÁLA ALICE

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

IRODALOM

- ANDÓ M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiaja. – SZTE TFT, Szeged, 168 p.
- ANDRÁSI G. 2016: A Dráva horvát-magyar szakaszán a vízjárás és a mederdinamika vizsgálata. – PhD-értekezés, Szeged. 124 p.
- BOGA L.–NOVÁKY B. 1986: Magyarország vizeinek műszaki-hidrologiai jellemzése: Maros. – Vízgazdálkodási Intézet, Budapest. 32 p.
- BOGÁRDI J. 1954: Hordalékméréseink eddigi eredményei. – Vízügyi Közlemények, 36. 2. pp. 135–146.
- FIALA K.–KISS T. 2004: Mederváltozások és következményeik vizsgálata az Alsó-Tiszán. In: A magyar földrajz kurrens eredményei. (A II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa. ISBN: 963-482-687-3). pp. 443–451.
- FIALA K.–SIPOS GY.–KISS T.–LÁZÁR M. 2007: Morfológiai változások és a vízvezető képesség a Tisza algyőfi és a Maros makói szelvényében a 2000. évi árvíz kapcsán. – Hidrológiai Közöny, 87. 5. pp. 37–46.
- FRYIRS, K. A.–BRIERLEY, G. J. 2013: Geomorphological analysis of river systems: an approach to reading the landscape. – Wiley. 360 p.
- GÁBRIS GY.–TELBISZ T.–NAGY B.–BELLARDINELLI E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. – Vízügyi Közlemények, 84. 3. pp. 305–322.
- JAHNS, R. H. 1947: Geologic features of the Connecticut Valley, Mass., as related to recent floods: – U. S. Geological Survey, Water-Supply Paper, 996. 158 p.
- KATONA O. 2014: Fluviális formák és folyamatok vizsgálata a síksági Maros egykori és jelenlegi futása mentén. – PhD-értekezés, Szeged. 128 p.
- KISS, T.–NAGY, Z.–BALOGH, M. 2017: Floodplain level development induced by human activity – case study in the Lower Maros/Mures River, Romania and Hungary. – Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 12. 1. pp. 83–93.
- KISS, T.–OROSZI, V.–SIPOS, GY.–FIALA, K.–BENYHE, B. 2011: Accelerated overbank accumulation after nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. – Geomorphology, 135. pp. 191–202.
- KISS T. 2014: Fluviális folyamatok antropogén hatásra megváltozó dinamikája: egyensúly és érzékenység vizsgálata folyóvízi környezetben. – DSc-értekezés, Szeged. 164 p.
- KOZMA K.–SZABÓ J. 2011: Hidrológiai tényezők változásainak befolyásoló szerepe a Hernád mederfejlődésében. – In: CSAPÓ T.–KOC SIS ZS.–PUSKÁS J.–TÓTH G.–ZENTAI Z. (szerk.): A Bakonytól Madagaszkárig: – Tanulmánykötet a 65 éves Veress Márton tiszteletére. Savaria University Press, Szombathely. pp. 139–152.
- LACZAY I. 1975a: A Maros vízgyűjtője és vízrendszere. – In: Vízrajzi Atlasz Sorozat, 19. Maros. VITUKI, Budapest. pp. 4–6.
- LACZAY I. 1975b: A Maros szabályozása és kanyarlati viszonyai. – In: Vízrajzi Atlasz Sorozat, 19. Maros. VITUKI, Budapest. pp. 20–23.
- LACZAY I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. – Vízügyi Közlemények, pp. 235–254.

- LEOPOLD, L. B.–WOLMAN, M. G. 1957: River Channel Patterns: Braided, Meandering, and Straight. – U. S. Geological Survey, Washington D. C. pp. 39–85.
- LÓCZY, D.–PIRKHOFFER, E.–GYENIZSE, P. 2012: Geomorphometric floodplain classification in a hill region of Hungary. – *Geomorphology*, pp. 147–148.
- MIKE K. 1975: A Maros kialakulása és fejlődése. – In: *Vízrajzi Atlasz Sorozat*, 19. Maros. VITUKI, Budapest. pp. 14–18.
- MIKE K. 1991. *Magyarország ósvízrajza és felszíni vizeinek története.* – Aqua Kiadó, Budapest. 698 p.
- NANSON, G. C.–CROKE, J. C. 1992: A genetic classification of floodplains. – *Geomorphology*, 4. pp. 459–486.
- OROSZI V. 2009: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. – PhD-értekezés, Szeged. 135 p.
- PRÁVETZ T.–SIPOS GY. 2014: Mederanyag egyenleg változásának vizsgálata hidromorfológiai felmérések segítségével a Maros síksági szakaszán. – *Hidrológiai Közöny*, 94. 2. pp. 35–40.
- ROSGEN, D. L. 1994: A classification of natural rivers. – *Catena*, 22. pp. 169–199.
- SÁNDOR A. 2011: A hullámtér-feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. – PhD-értekezés, SZTE TFGT. 120 p.
- SCHUMM, S. A. 1977: *The Fluvial System.* – Wiley, New York. 338 p.
- SCHWEITZER F. 2003: Folyóink hullámterei fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. – In: TEPLÁN I. (szerk.): *A Tisza vízrendszere*, I. MTA TKK, Budapest. pp. 107–117.
- SIPOS GY. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. – PhD-értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 138 p.
- SIPOS, GY.–KISS, T.–FIALA, K. 2007: Morphological alterations due to channelization along the Lower Tisza and Maros Rivers (Hungary). – *Geographica Fisica e Dinamica Quaternaria*, 30. pp. 239–247.
- SÜMEGHY B. 2014: A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. – PhD-értekezés, SZTE, Szeged. 106 p.
- TÖRÖK I. 1977: A Maros folyó 0–51,33 fkm közötti szakasza általános szabályozási terve. – *Alsó-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság*, Szeged.
- ÚRDEA, P.–SIPOS, GY.–KISS, T.–ONACA, A. 2012: A Maros. – In: SIPOS GY. (szerk.): *A Maros folyó múltja, jelene, jövője*. SZTE Szeged–UVT Temesvár. pp. 9–33.
- VASS R. 2014: Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken. – PhD-disszertáció, DE-FDI, 184 p.