Földrajzi Közlemények 2017. 141. 1. pp. 44–59.

HULLÁMTÉRI FELTÖLTŐDÉS MÉRTÉKE ÉS ÁRVIZEK KÖZÖTTI KAPCSOLAT AZ ALSÓ-TISZÁN

NAGY JUDIT – FIALA KÁROLY – BLANKA VIKTÓRIA – SIPOS GYÖRGY – KISS TÍMEA

CONNECTION BETWEEN FLOODPLAIN AGGRADATION AND FLOODS ON THE LOWER TISZA, HUNGARY

Abstract

During the last two decades record-high floods occurred along the Tisza River in 1998-1999, 2000-2001 and 2006. Their development was influenced by catchment-scale and several local factors. The aim of this research is to determine the amount of deposited sediment on the artificial floodplain and to evaluate its role on the development of extremely high flood stages. The aggradation of the artificial floodplain was determined based on the height-difference between the active (artificial) floodplain and the flood-protected area. Since the nineteenth-century river regulations, the height of peak floods increased by 224 cm at Szeged (since 1876), while 120 cm sediment (90 million m^3) has accumulated on the floodplain. Thus, the record flood stages are just partly caused by floodplain sedimentation. The rate of accumulation is not uniform on the floodplain, as it varies between 40 cm and 260 cm. It is influenced by the width conditions of the floodplain and the tributaries (mainly by the Maros River). The depth of the accumulated sediment is higher (by 50 cm) in narrow or narrowing floodplain sections, though a much larger volume (6.2 million m^3) of sediment was deposited in the wide sections than in the narrow floodplain areas (0.6 million m^3). The Maros River significantly alters the rate of accumulation downstream from Szeged, as here the rate of sedimentation is 1.5 times greater. As a result of floodplain sedimentation the flood conductivity of the floodplain already decreased by 22.6%.

Keywords: sedimentation, flood duration, specific stream power, DTM, LiDAR

Bevezetés

Az ezredfordulón, 1998-1999-ben, majd 2000-ben, 2001-ben és 2006-ban is magas és hosszan tartó árvizek vonultak végig a Tiszán a korábbiaknál sokkal kisebb vízhozamok mellett, ami azt jelzi, hogy a folyó ugyanazt a vízmennyiséget nagyobb vízállással vezeti le. A változás több okra vezethető vissza. Részben a nagyon csapadékos időszakokban (pl. 1998) a vízgyűjtőn a talajtakaró telítődött vízzel, így a következő csapadékhullám árvizet indíthatott el a lefolyás megnövekedése miatt (HOMOKINÉ ÚJVÁRI K. 2003), másrészt, például 2006-ban a Duna egyidejű árhulláma a Tiszát visszaduzzasztotta (VÁGÁS I. – BEZDÁN M. 2015). Ezen tényezők mellett a korábbinál nagyobb árvizek kialakulásában a mederben és az ártéren zajló, hosszútávon ható tényezők is felelősek: például a meder egyre kanyargósabbá válik, a mederszelvény területe erőteljesen csökken (FIALA K. – KISS T. 2005), a meder és a hullámtér vízvezető képessége romlik (VÁGÁS I. 2001; NAGY I. et al. 2001), a hullámtéren a növényzet elburjánzik (RÁTKY I. – FARKAS P. 2003), illetve az ártérfeltöltődés is jelentős (KISS T. et al. 2002).

A hullámtér gyorsuló feltöltődése részben a gátépítésekhez köthető, hiszen a Tisza vízrendszeréhez tartozó ártéri területek közel 94%-át ármentesítették (TÖRÖK I. GY. 2000). Így az eredetileg 0,02-0,05 cm/év ütemű ártérfeltöltődés (FÉLEGYHÁZI E. 2008) egy nagyságrenddel (0,5-1 cm/év) nőtt a hullámtereken, bár ennél jóval gyorsabban (10-100 cm/árvíz) töltődnek fel a partmenti területek (NAGY I. et al. 2001; SÁNDOR A. – KISS T. 2006, 2007).

A hullámtéri feltöltődés bonyolult folyamatát több tényező együttesen befolyásolja, amelyek térben és időben is különböző mértékben hatnak. A vízgyűjtő szintjén bekövetkező változások elsősorban a felszíni lefolyást módosítják, így befolyásolva a mederbe jutó hordalékmennyiséget. Ezek közül a legfontosabbak a területhasználat-változás (LÓKI J. et al. 2004), a növényborítottság megváltozása, a klímaváltozás, valamint a duzzasztók létesítése (RÁKÓCZI L. 1989; BEZDÁN M. 2011). Lokálisan, a hullámtér szintjén ható tényezők a feltöltődés jóval változatosabb mintázatát eredményezik (KOZÁK P.–RÁTKY I. 1999; RÁTKY I.–FARKAS P. 2003; SZALAI Z. et al. 2005; PIERCE, A.–KING, S. 2008; KISS T. et al. 2011). A felhalmozódást befolyásolhatják a meder és a benne áramló víz tulajdonságai (pl. vízsebesség, vízállás, hordalék mennyisége és minősége, sodorvonal helyzete, betorkolló mellékfolyók, hordalékdugók és zátonyok), valamint a hullámtér tulajdonságai is (pl. szélesség, növényzet, esés, domborzat, építmények).

A Tisza mentén KÁROLYI Z. (1960) az elsők között volt, aki a szabályozások óta végbement feltöltődés mértékét becsülte, de ő arra következtetésre jutott, hogy ennek árvízszint emelő hatása elhanyagolható. Azóta más kutatások bizonyították (KOZÁK P.–RÁTKY I. 1999; FIALA K.–KISS T. 2005), hogy a feltöltődés okozta átfolyási-keresztmetszet csökkenés hatással lehet az árvízszintek magasságára.

Hazánkban az ártérfeltöltődés vizsgálata elsősorban az 1998 és 2006 közötti évek rekordmagasságú tiszai vízszintjei és a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése kapcsán került a kutatások középpontjába. A kutatások rendszerint az ármentesítések óta felhalmozódott hullámtéri hordalék vastagságát vizsgálták különböző módszerekkel. Az első mérések során a VO-szelvények magassági adatait használták a kutatók (KÁROLYI Z. 1960; SZLÁVIK L. 2001), illetve hordalékhozam számításokkal (JAKUCS L. 1982) közelítették az elmúlt 100-150 év feltöltődését. Később megjelentek a szedimentológiai vizsgálatok, amikor az ártéri üledék fizikai (pl. szemcseösszetétel, mágneses szuszceptibilitás), kémiai paraméterei (pl. nehézfém és radioaktív markerek), illetve pollenanalitikai vizsgálatok alapján határozták meg a feltöltődés mértékét (NAGY I. et al. 2001; SCHWEITZER F. 2001; BRAUN M. et al. 2003, 2010; KISS T. et al. 2004, 2005; BALOGH J. et al. 2005; OROSZI V.–KISS T. 2005; SZALAI Z. et al. 2005; BABÁK K. 2006; SÁNDOR A.–KISS T. 2006; FÉLEGYHÁZI E. 2008; SZABÓ SZ. et al. 2008, DEZSŐ Z. et al. 2009). Az utóbbi időszakban pedig a pontos térinformatikai adatforrások és módszerek lehetővé tették a feltöltődés mértékének számszerűsítését DDM segítségével (GÁBRIS et al. 2002; VASS R. et al. 2009; KISS T. et al. 2011), KONCSOS L.–KOZMA ZS. (2007) pedig számítógépes szimuláció segítségével tettek kísérletet az akkumuláció meghatározására.

A hosszútávú vizsgálatokkal párhuzamosan a kutatók megmérték egy-egy árvíz után a lerakódott üledék vastagságát is. Legelőször BORSY Z. (1972) végzett terepi méréseket az 1970-es árvíz után a Felső-Tiszán, majd ezt további vizsgálatok követték (GÖNCZY S.–MOLNÁR J. 2004; OROSZI V.–KISS T. 2005; SÁNDOR A.–KISS T. 2006, 2007), amelyek kiegészültek üledékcsapdás mérésekkel is (VASS R. 2007). Ezek közül kiemelhető a Mindszentnél elkezdett méréssorozatunk (KISS T.–FEJES A. 2000; KISS T. et al. 2002), amit 1998 óta minden nagyobb árvíz után megismétlünk.

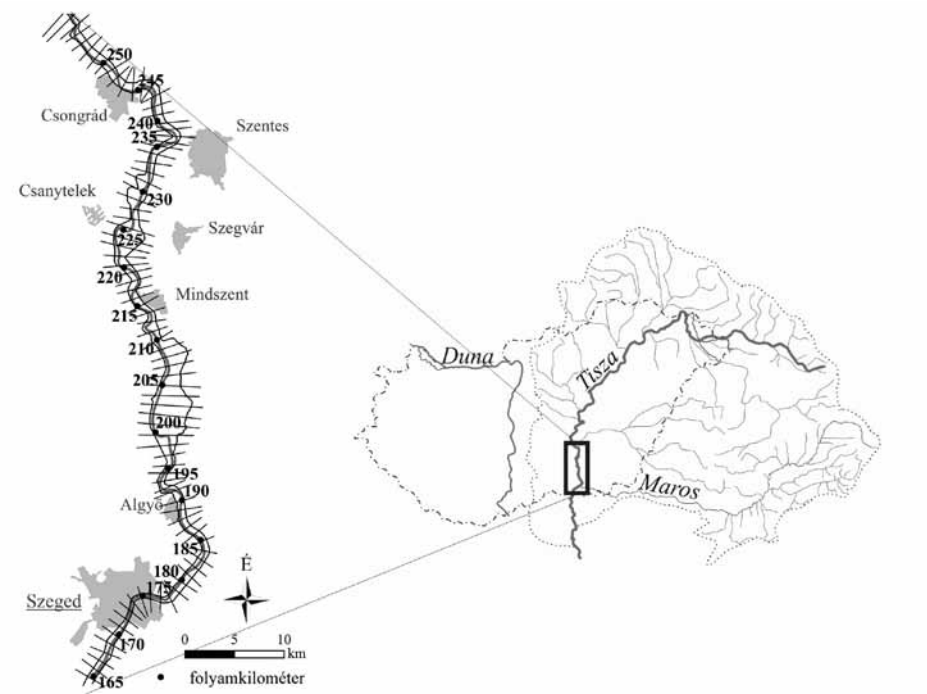
A fenti kutatások hátránya, hogy többségük pontszerű mérésen alapult, vagy csupán egy rövidebb folyószakaszt érintett, így az eredmények csak fenntartásokkal általánosíthatók hosszabb szakaszokra.

Célunk a Tisza árvizeinek elemzése a 20-21. századi adatsorok alapján, és az ezt befolyásoló tényezők közül a hullámtéri akkumuláció térbeliségének vizsgálata. A kutatás újdonsága, hogy LiDAR felvétel alapján számszerűsítjük az Alsó-Tisza mentén a hullámtéri akkumulációt. Célunk annak meghatározása, hogy a hullámtér szélessége és a mellékfolyók milyen hatással vannak a feltöltődésre, és hogy maga a feltöltődés milyen mér-

tékben felelős az árhullámok szintjének növekedéséért az átfolyási keresztszelvények szűkítése révén.

A kutatási terület

Mintaterületül a Tisza Csongrád és országhatár közötti szakaszát (165-257 fkm) választottuk *(1. ábra)*. Ezen a szakaszon a Tisza esése csupán 1,5-2 cm/km, de a Maros torkolat alatt az esés 5 cm/km-re nő (LÁSZLÓFFY W. 1982). A szakaszt nagyméretű íves kanyarulatok jellemzik, amelyeknek csaknem mindegyike partbiztosított. Ezen a szakaszon a folyó legfeljebb finomszemű homokot szállít, durvább homokanyagot a Maros juttat a Tiszába (VÁGÁS I. 1982). A Tisza átlagos szegedi kisvízi hozamánál 75-ször nagyobb a valaha mért legnagyobb vízhozama, de ennek az 1932-es árvíznek az adata valószínűleg elég nagy mérési hibával terhelt *(1. táblázat)*.



1.ábra A kutatás során az Alsó-Tisza Csongrád és országhatár közötti hullámterét vizsgáltuk
Figure 1 The study area is the floodplain of the Lower Tisza between Csongrád and the Serbian border

Az Alsó-Tiszán 1855 és 1892 között összesen tíz kanyarulatot vágtak át, így a folyószakasz hosszát 19 km-rel rövidítették le (IHRIG D. 1973). A mederszabályozás és az ártér beszűkítésének hatására az árvízszintek az 1800-as években Szegednél 270 cm-rel emelkedtek, míg a kisvizek szintje 115 cm-t süllyedt (KVASSAY J. 1902). Az 1930-as évektől megkezdődött a partbiztosítások kiépítése azzal a céllal, hogy meggátolják az oldalazó eróziót. Jelenleg az Alsó-Tisza hosszának 51%-a partbiztosított. Elsősorban a folyó jobb partján épültek kőrakatok, hiszen a meder itt igen gyakran a gátakhoz túl közel fut (egyes helyeken a meder és a gát távolsága kevesebb, mint 50 m).

1. táblázat – Table 1

Az Alsó-Tisza főbb hidrológiai jellemzői (források: LÁSZLÓFFY W. 1982, SIPOS GY. et al. 2007; KISS T. 2015)

Main hydrological parameters of the Lower Tisza (source: LÁSZLÓFFY W. 1982, SIPOS GY. et al. 2007; KISS T. 2015)

Paraméter	**Mérés helye**	**értéke**
vízszín esés	Mindszent-Algyő	2,9 cm/km
vízsebesség	Szeged	0,1-1,5 m/s
legmagasabb vízszint (és éve)	Szeged	1009 cm (2006)
legalacsonyabb vízszint (és éve)	Szeged	-250 cm (1946)
legnagyobb vízhozam (és éve)	Szeged	4346 m^3/s (1932)
legkisebb vízhozam (és éve)	Szeged	58 m^3/s (2013)
lebegtetett hordalékhozam	Tápé	12,26 millió m^3/év
fenék-hordalékhozam	Tápé	9000 t/év

A hullámtéri feltöltődést az Alsó-Tisza mentén 1998 óta mérjük Mindszent és Mártély térségében. Kezdetben főleg a felhalmozás mértékét és mintázatát vizsgáltuk, majd a növényzet akkumulációt módosító hatását is (KISS T.–FEJES A. 2000; KISS T. et al. 2002; KISS et al. 2004; SÁNDOR A.–KISS T. 2006, 2007). Az eddigi eredményeink szerint a Tisza hullámtere átlagosan 0,8 cm/év ütemmel töltődik fel, de a feltöltődés gyorsuló tendenciát mutat. A legtöbb hordalék a meder közelében, az övzátonyokon és folyóhátakon rakódik le (esetenként több mint 50 cm), míg a legkevesebb (néhány mm) a gátak tövében.

Alkalmazott kutatási módszerek

Az árvizek elemzéséhez a mindszenti (1900–), az algyői (1900–) és a szegedi (1876–) vízmérce napi vízállás és a szegedi (1921–) mért vízhozam adatait használtuk fel. Meghatároztuk minden év legnagyobb vízszint és vízhozam értékeit, és a vízmércénél a mederkitöltő vízszint alapján megszámoltuk az adott évben az ártérre kilépő árvizes napok számát. A vízfolyás energiáját a fajlagos munkavégző képességgel *(ω)* fejeztük ki, ami a folyó egységnyi felületére kifejtett munkát jelzi (KNIGHTON D. 1999):

$$\omega = \frac{Q \cdot S \cdot g \cdot \rho}{w}$$

ahol: Q – a mért vízhozam Szegednél, S – a vízfelszín esése Algyő és Szeged között, g – a gravitációs gyorsulás, ϱ – a víz sűrűsége és w – a vízfelszín szélessége.

Mivel a víz sűrűségének kiszámításához hiányoznak a víz hőmérsékletére és a hordaléktöménységére utaló adatok, ezért ezt 1,0-nek vettük. A fajlagos munkavégző képességet a Tisza szegedi szelvényére vonatkoztatva számítottuk ki, mivel innen állt rendelkezésre hosszú távon ténylegesen mért vízhozam-adatsor. Csak a 400 cm feletti szegedi vízállásokhoz tartozó munkavégző képességet számítottuk ki, mivel a 400-500 cm vízállások a mederkitöltő vízszint körüli legintenzívebb mederformálódás mértékére utalnak, míg az 500 cm feletti vízállások már árvizeket reprezentálnak.

A szabályozások óta zajló feltöltődés mértékét a hullámtér és a mögötte lévő mentett oldal magasságkülönbsége alapján határoztuk meg. Ehhez a hullámtéren 0,5 0,5 m-es felbontású LiDAR felvételt (vertikális pontosság: ±0,1 m), míg a mentett oldalon 5×5 m-es felbontású digitális domborzatmodellt (vertikális pontosság: ±70 cm) használtunk fel.

A területet mentett oldali (jobb és bal) és hullámtéri (jobb és bal part) területegységekre (poligon) osztottuk fel a hullámtér középvonala mentén 1 km-enként húzott közel merőleges vonalak alapján. Ezeknek a poligonoknak az átlag magasságát, illetve térfogatát számítottuk ki. Azonban mivel előfordultak olyan természetes (pl. elhagyott meder) és mesterséges objektumok (pl. nyári gátak, utak, hidak és csatornák) amelyek a magassági adatok alul- vagy felülbecslését eredményezték volna, ezért ezeket az objektumokat a poligonokból kimetszettük. Ráadásul, a mentett oldal és a hullámtér közötti magasságkülönbség meghatározása egyes területegységek esetében nem volt közvetlenül lehetséges, mivel 1) néhol a gát nem az egykori ártéren épült, hanem egy magasabb ártéri szint vagy ártéri sziget peremén (KISS T. et al. 2012), vagy 2) a mentett oldali település beépítettsége és a felszín antropogén megmagasítása miatt a mentett ártér magassága nem volt meghatározható semelyik oldalon sem (Szeged). A probléma kiküszöbölésére a következő megoldásokat alkalmaztuk. Azon szelvények esetében, ahol:

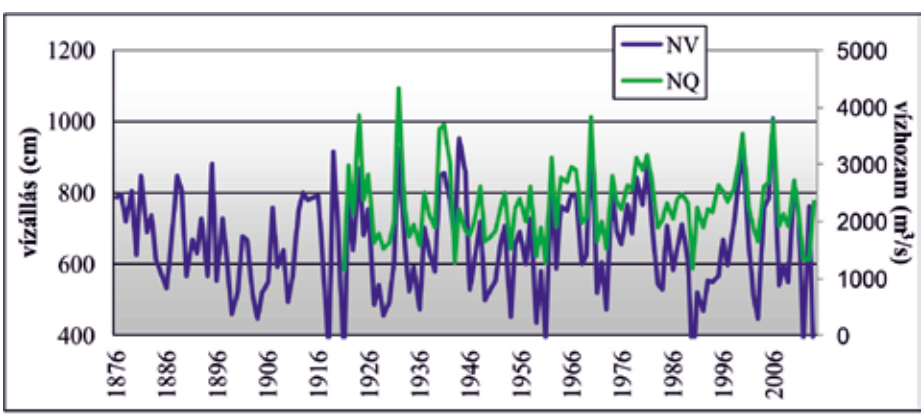
1) csak az egyik oldali mentett ártér volt magasabb, ugyanazon szelvényben a szemközti oldali mentett ártér magasságát vettük figyelembe.
2) mindkét mentett oldal magasabb volt, és egyik oldalon ártéri sziget akadályozta az elemzést, ott a sziget mögötti egykori ártéri felszín magasságát vettük figyelembe mindkét mentett oldal esetében.
3) sűrűn beépített és erősen módosított felszínek vannak mindkét oldalon, ott egyáltalán nem meghatározható a mentett oldal magassága és a feltöltődés mértéke sem.

A vizsgált hullámtéri egységeket négy csoportra osztottuk a hullámtér szélessége és a szélesség folyásirányú változása alapján: 1) egyenletesen szűk hullámtér, 2) szűk, de táguló hullámtér, 3) egyenletesen tág vagy 4) tág, de szűkülő hullámtér.

Eredmények

Az Alsó-Tisza árvizeinek főbb jellegzetességei

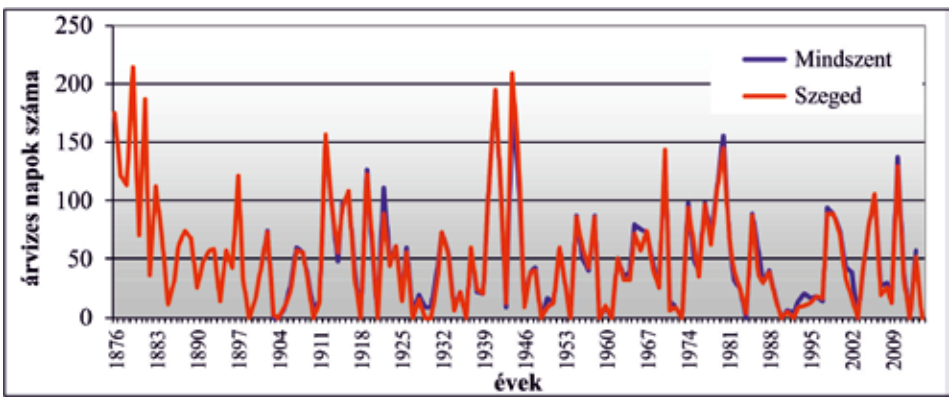
Szegeden, ahonnan a leghosszabb vízállás adatsorral rendelkezünk az Alsó-Tiszán, a 19. század utolsó évtizedeiben (1876-1899) a rekordmagas árvizek szintje (LNV) ötször dőlt meg, így összesen 88 cm-rel nőtt a rekord vízszint *(2. ábra)*. Ugyanakkor, míg az 1870-80-as években az árvizek hosszan (3-7 hónap) borították a hullámteret, addig árvizek



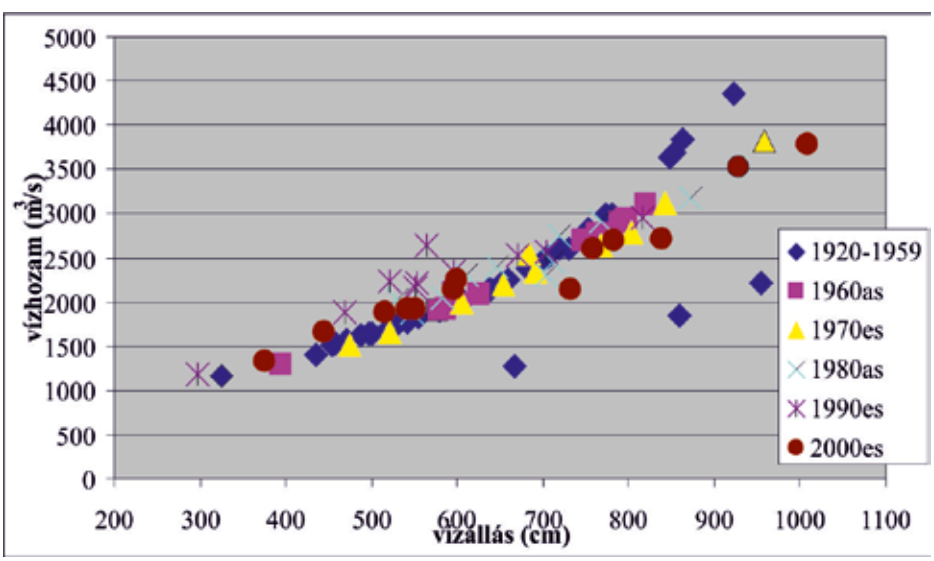
2. ábra Az éves legnagyobb (NV) vízállások és vízhozamok (NQ) alakulása Szegednél
Figure 2 Yearly highest stages (NV) and highest discharges (NQ) at Szeged

hossza a 19. sz. végén később már 2-3 hónapra rövidült *(3. ábra)*. Ez elsősorban a kanyarulat átvágásokkal hozható összefüggésbe, amelyek hatására az árvizek gyorsabban és magasabb vízszinttel vonultak le. A 20. században az LNV tovább nőtt, és egyre magasabb árvizek következtek be (1919, 1932, 1944 és 1970), amelyek során a korábbi rekordmagas víz szintje Szegednél 76 cm-rel nőtt. A legutóbbi, 2006-os árvíz Szegednél 1009 cm-rel tetőzött, azaz az 1970-es árvízhez képest újfent 60 cm-rel magasabban. Ehhez képest az Alsó-Tisza középső szakaszán található Mindszentnél 2001-ben és 2006-ban is megdőlt az LNV, és az 1970-es árvízhez képest 80 cm-rel nőtt az árvízszint. Ugyanakkor a 20-21. században az árvizes napok száma alig változott, 2-3 hónapig volt vízborítás alatt az ártér. Ebben az időszakban a leghosszabb árvíz 2010-ben fordult elő, és csupán 137 napig tartott.

Az 1990-es és 2000-es évtizedek éves legnagyobb és legkisebb vízállásaihoz tartozó vízhozam nem illeszkedik a korábbi adatok pont-sorára *(4. ábra)*. A nagyvizek esetén megfigyelhető, hogy az 500-650 cm-es vízállásokhoz (ami Szegednél mederkitöltő vízszint



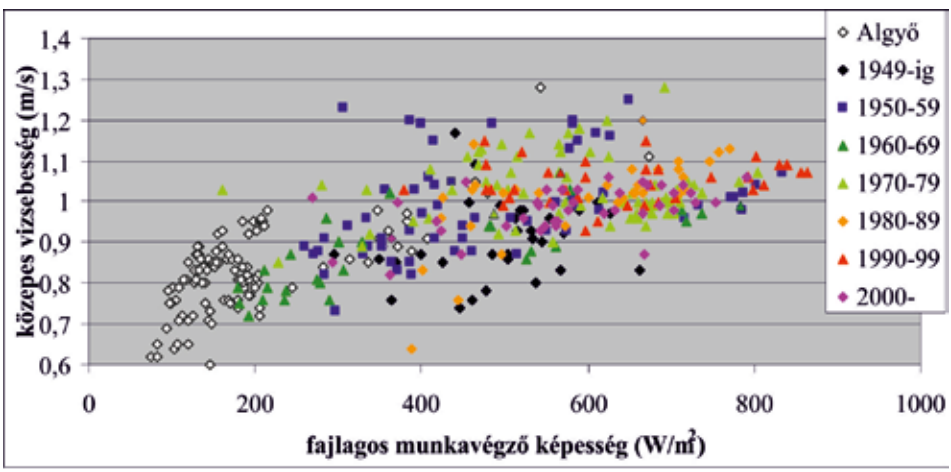
3. ábra Az évenkénti árvizes napok számának alakulása Mindszentnél és Szegeden
Figure 3 Duration (day) of annual floods at Mindszent and Szeged



4. ábra A szegedi vízmérce éves legnagyobb (NV) vízállásaihoz tartozó vízhozamok alakulása 1920-2013 között
Figure 4 Relationship between the yearly highest stages (NV) and highest discharges (NQ) at Szeged (1920-2013)

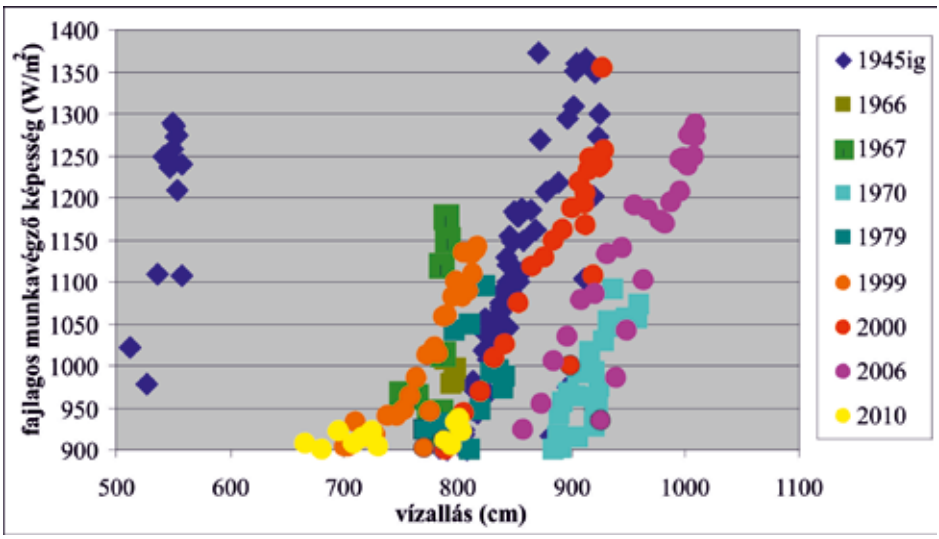
alatti) tartozó vízhozam megnőtt, ami arra utal, hogy mederkitöltő vízszintek közelében igen intenzív lehet a bevágódás. Ugyanakkor a 650 cm feletti, a hullámtérre kilépő vízállásokhoz tartozó vízhozam csökkent, ami az árvízi keresztmetszet szűkülésére, vízvezető képességének romlására utal.

A meder fejlődése szempontjából alapvető szerepet játszik a vízhozam és esés együttes alakulását tükröző fajlagos munkavégző képesség. Összehasonlítottuk az algyői és szegedi fajlagos munkavégző képességet a 400-799 cm közötti, azaz mederkitöltő vízszint és afeletti vízállás-tartományban *(5. ábra)*. Algyőn, a Maros torkolata felett a fajlagos munkavégző képesség ($\omega_{atl} = 443$ W/m^2) kisebb, mint az ugyanezen időszakból (2000-es évek) származó szegedi adatok ($\omega_{atl} = 576$ W/m^2). Mivel a két mérési ponton ugyanezen adatsor átlagos vízhozam adatai alig térnek el (Algyő: $Q_{atl} = 2070$ m^3/s, Szeged: $Q_{atl} = 2107$ m^3/s), a munkavégző képesség növekedése egyértelműen a Maros torkolata alatti megnövekedett eséssel (átlagos esés: 5 cm/km) és nagyobb vízsebességével magyarázható.

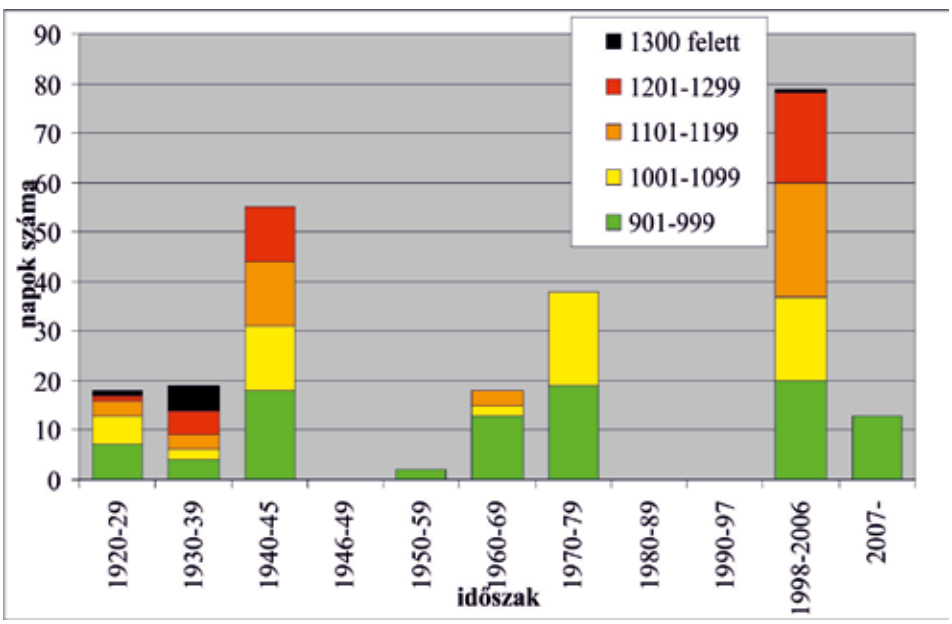


5. ábra A 400-799 cm közötti vízállások fajlagos munkavégző képességének és középsebességének alakulása Szegednél és Algyőnél
Figure 5 Relationship between the specific stream power and mean flow velocity of certain stages (400-799 cm) at Szeged and Algyő

Mivel az irodalmi adatok alapján a folyók munkavégző képessége mederkitöltő vízszintnél a legnagyobb (YANG, Y.C. 1979; KNIGHTON, D. 1999), ezért megvizsgáltuk, hogy évtizedenként, illetve kiemelve az 1998-2006-os jelentős árvizekkel jellemezhető időszakot, hogyan alakult a mederkitöltő vízszint közeli (500-599 cm) vízállások fajlagos munkavégző képessége *(6-7. ábra)*. Ezek egész időszakra vonatkozó átlaga ($\omega_{mk} = 454$ W/m^2) már 2,4-szerese az összes vízálláshoz tartozó átlagnak, de még jelentősen elmarad az egyes árvizek csúcsán számított értéktől ($\omega_{max} = 1372$ W/m^2). A mederkitöltő vizek átlagos fajlagos munkavégző képessége ($\omega_{mk} = 350$-450 W/m^2) az 1998-99-es árvizekig nem mutatott jellegzetes változást. Azonban az 1990-es évektől a munkavégző képesség átlaga jelentősen megnőtt ($\omega_{atl} = 513$-558 W/m^2). A magas fajlagos munkavégző képesség gyakorisága 1945-1997 között erőteljesen lecsökkent, annak ellenére, hogy ekkor még a mederesés is nagyobb volt (KISS T. 2015), és noha ekkor is voltak jelentős árhullámok. Például az 1970-es árvíz rekord vízszinttel tetőzött, de ennek ellenére munkavégző képessége ($\omega_{max} = 1072$ W/m^2) nem volt kiemelkedő. Ez arra utal, hogy ekkortájt a nagy- és árvízi meder kisebb érdességű és jobb vízvezető képességű lehetett, és kisebb ellenállást nyújtott a mederformálással



6. ábra Néhány jellegzetes árvíz fajlagos munkavégző képessége Szegednél
Figure 6 Specific stream power of some high floods at Szeged



7. ábra A 900 W/m^2-nél nagyobb munkavégző képességű napok száma évtizedenként
Figure 7 Length of high (≥900 W/m^2) specific stream power periods

szemben. (Tehát az 1970-es árvíz egy jó vízvezető képességű, és kis ellenállású árvízi mederben vonult le.) Azonban az 1998-2006-os árvizek több napon át magas munkavégző képességgel rendelkeztek (pl. 1998: $\omega_{max} = 911$ W/m^2, 1999: $\omega_{max} = 1141$ W/m^2 vagy 2000: $\omega_{max} = 1350$ W/m^2). Ez az árvízi és a nagyvízi meder vízvezető képességének romlására utal, hiszen a Tisza nagyobb energiát fejt ki a meder formálására mint korábban,

annak ellenére, hogy romlanak az esésviszonyai (KISS T. 2015). Ezt tükrözi az is, hogy ugyanazon vízsebesség értékhez (pl. 1 m/s) tartozó munkavégző képesség több mint a duplájára növekedett.

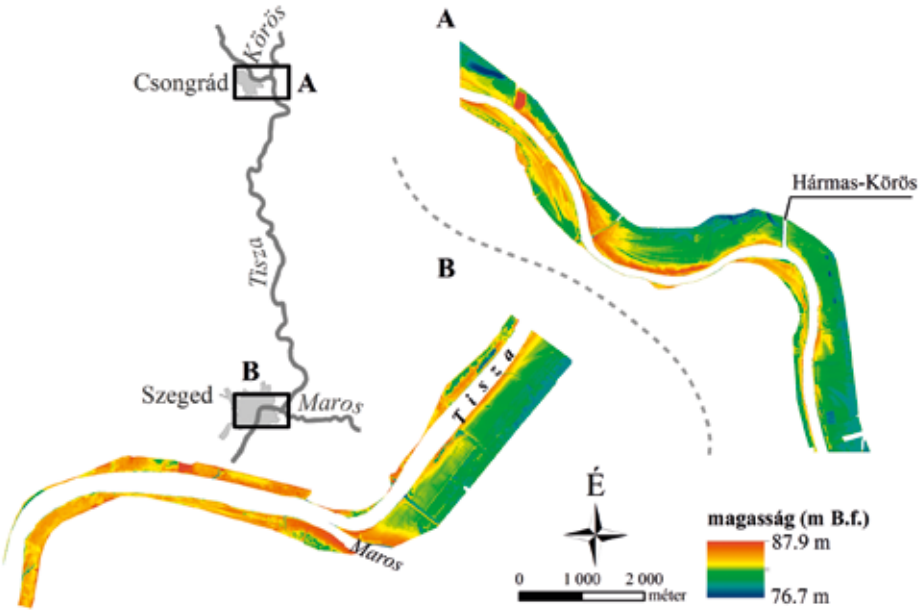
Az Alsó-Tisza hullámterén a feltöltődés jellegzetességei

A mentett ártér és a hullámtér LiDAR és DDM segítségével kiszámított magasságkülönbsége azt mutatja, hogy a vizsgált szakaszon a feltöltődés átlagos mértéke a szabályozások óta 120 cm, amely megfelel a hazai kutatások eredményeinek (pl. NAGY I. et al. 2001; GÖNCZY S.–MOLNÁR J. 2004; SÁNDOR A.–KISS T. 2006, 2007; KONCSOS L.–KOZMA ZS. 2007; VASS R. 2007; VASS R. et al. 2009). Ez térfogatban kifejezve összesen 90 millió m^3 hordaléknak felel meg, azaz kb. 7 évnyi lebegtetett hordalékmennyiség egésze halmozódott fel a hullámtéren (a Tisza lebegtetett hordalékmennyisége Szegednél 12,26 millió m^3/év – BOGÁRDI J. 1971).

Területegységenként a feltöltődés azonban igen változó képet mutat, hiszen a leggyorsabban feltöltődő szakaszon (201-203 fkm) 260 cm vastagságban mintegy 6,4 millió m^3 hordalék halmozódott fel a hullámtér teljes szélességében, míg a legkevésbé feltöltődő területen (pl. 251-252 fkm) közel századannyi (0,6 millió m^3) hordalék rakódott le, ami 40 cm vastagságú feltöltődésnek felel meg. A legvastagabb feltöltődés (> 150 cm) az erőteljesen beszűkülő szakaszokon figyelhető meg, például Csongrád felett (246-248 fkm), Mindszent térségében (215-218 fkm), valamint a Maros torkolata alatti szakaszon (165-171 fkm). Azonban ha az üledék térfogatát tekintjük, akkor a tágulatokban mértük a legnagyobb akkumulációt, például a Szentes és Szegvár közötti tágulatban (223-232 fkm) és Mártély térségében (198-210 fkm).

Az Alsó-Tisza mentén a feltöltődést alapvetően befolyásolhatja a betorkolló Hármas-Körös és Maros. Ennek értékeléséhez összehasonlítottuk a torkolatok feletti és alatti 3-4 km-es szakaszok akkumulációját *(8. ábra)*. A Maros torkolata feletti szakaszon az akkumuláció mértéke 50-150 cm közötti, míg az alatt már 100-250 cm, azaz a torkolattól lefelé a feltöltődés mértéke átlagosan 85 cm-rel nőtt. Ezzel szemben a Körös-torkolat alatt nem figyelhető meg nagyobb mértékű feltöltődés. A Körösök torkolata feletti szakaszon a feltöltődés mértéke 100-220 cm közötti, míg a torkolat alatti szakaszon csak 30-100 cm, tehát a torkolattól folyásirányban lefelé átlagosan 86 cm-rel kevesebb hordalék rakódott le. Ha megvizsgáljuk a lerakott hordalék térfogatát, hasonló tendencia figyelhető meg, a Körös-torkolat alatt közel 18-szor kevesebb hordalék rakódott le, mint az afeletti szakaszon. Azonban a Maros esetében is hasonló jelenség tapasztalható, viszont itt a torkolat feletti és alatti szakaszok különbsége csupán 1,5-szeres.

A mellékfolyók eltérő hatása a hullámtéri feltöltődésre elsősorban a két folyó különböző hidrológiai tulajdonságaiban és a szállított hordalék eltérő mennyiségében keresendő. A Maros viszonylag nagy eséssel (7-9 cm/km) torkollik a jóval kisebb esésű (~2 cm/km) Tiszába, míg a Körösök mederesése (0,5-3,3 cm/km) hasonló a Tiszáéhoz, tehát a vízsebesség kevésbé módosul. Ráadásul a Maros sok hordalékot szállít (4,2 millió m^3/év; BOGÁRDI J. 1971), ami a hirtelen eséscsökkenés miatt lerakódhat. Ugyanakkor a Körösök lebegtetett hordalékhozama tizedannyi (0,4 millió m^3/év), mint a Marosé. A Maros torkolata alatti megnövekedett akkumulációhoz hozzájárulhat az is, hogy a hullámtér Szegednél erőteljesen beszűkül (840 m-ről 470 m-re), míg a Körösök torkolata alatt a hullámtér közel azonos szélességű (690 m-ről 740 m-re szélesedik). A Körösök esetében a hordalékszállítást befolyásolhatják a felsőbb szakaszon lévő duzzasztók is, amelyek közül viszonylag korán, 1907-ban épült meg a bökényi, majd 1942-ben a békésszentandrási duzzasztó, amelyek csökkentik a torkolatig eljutó hordalék mennyiségét.



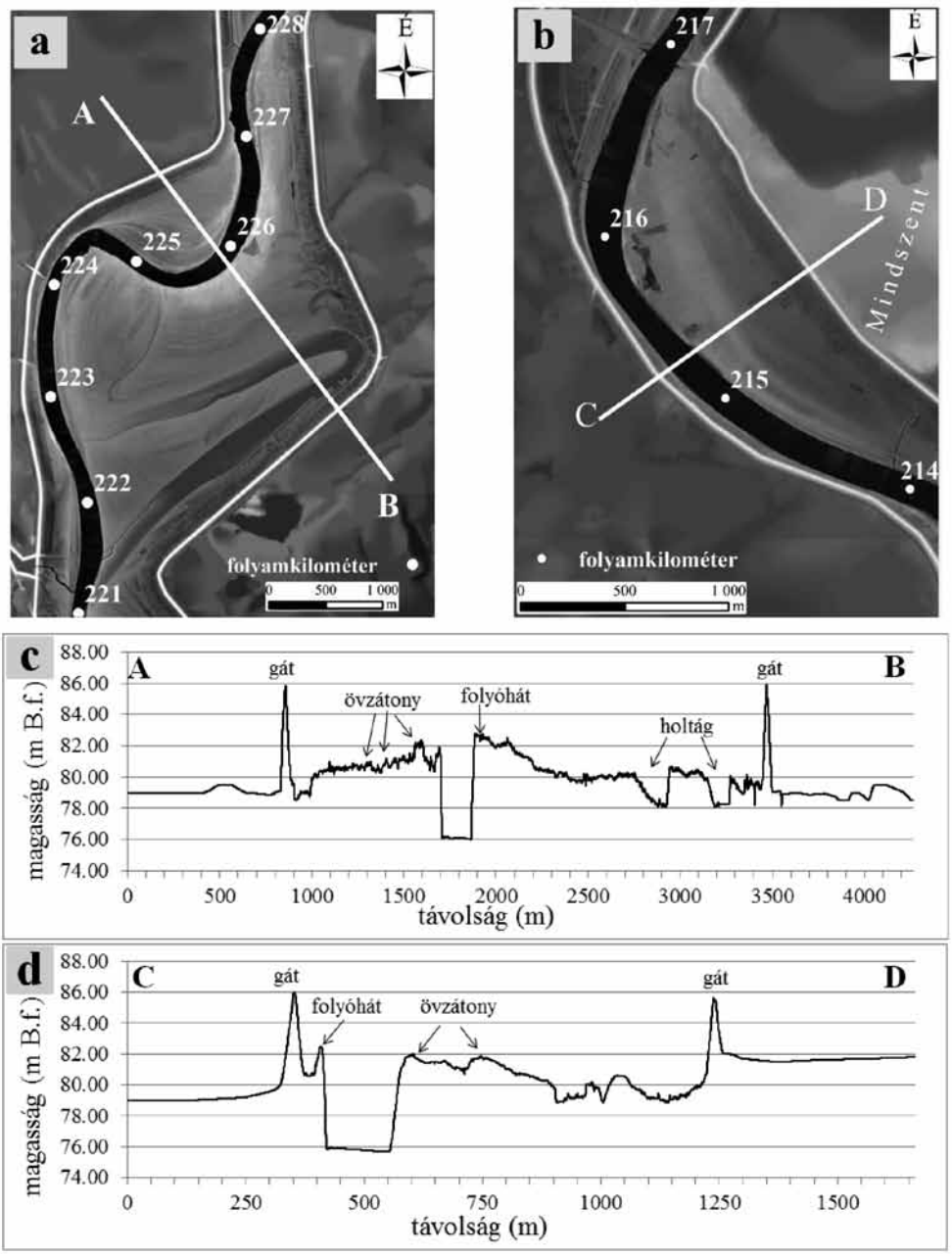
8. ábra A Hármas-Körös és a Maros hullámtéri feltöltődésre gyakorolt hatása
Figure 8 The impact of the Körös and Maros Rivers on floodplain sedimentation

Ugyanazon szelvényen belül a jobb és a bal parti hullámtéren jelentősen különbözhet a feltöltődés mértéke. A jobb oldali hullámtéren fordulnak elő a magasabb (80-170 cm) értékek, míg a bal parton a feltöltődés jellemzően jóval kisebb (0-80 cm). Ez magyarázható például azzal, hogy a jobb parthoz közelebb vannak a gátak, gyakoribbak a partbiztosítások és így igen magas folyóhátak alakultak ki. Ezen okok közül megvizsgáltuk, hogy milyen kapcsolat van a hullámtér teljes szélessége és a feltöltődés között.

Az Alsó-Tisza mentén az árvízvédelmi töltések egymástól való távolsága meglehetősen változó. A hullámtér szélessége átlagosan 1142 m, de számos szűkület és kitáguló öblözet jellemzi *(1. ábra)*. A hullámtér Szegednél a legszűkebb (360 m), míg a legtágabb Mártélynál (3800 m), ami jelentős hatással lehet a feltöltődés mértékre. Ráadásul a jobb és a bal parti hullámtér szélessége sem hasonló, a jobb parti hullámtér rendszerint jóval szűkebb (átl. 321 m), mint a bal parti (átl. 635 m).

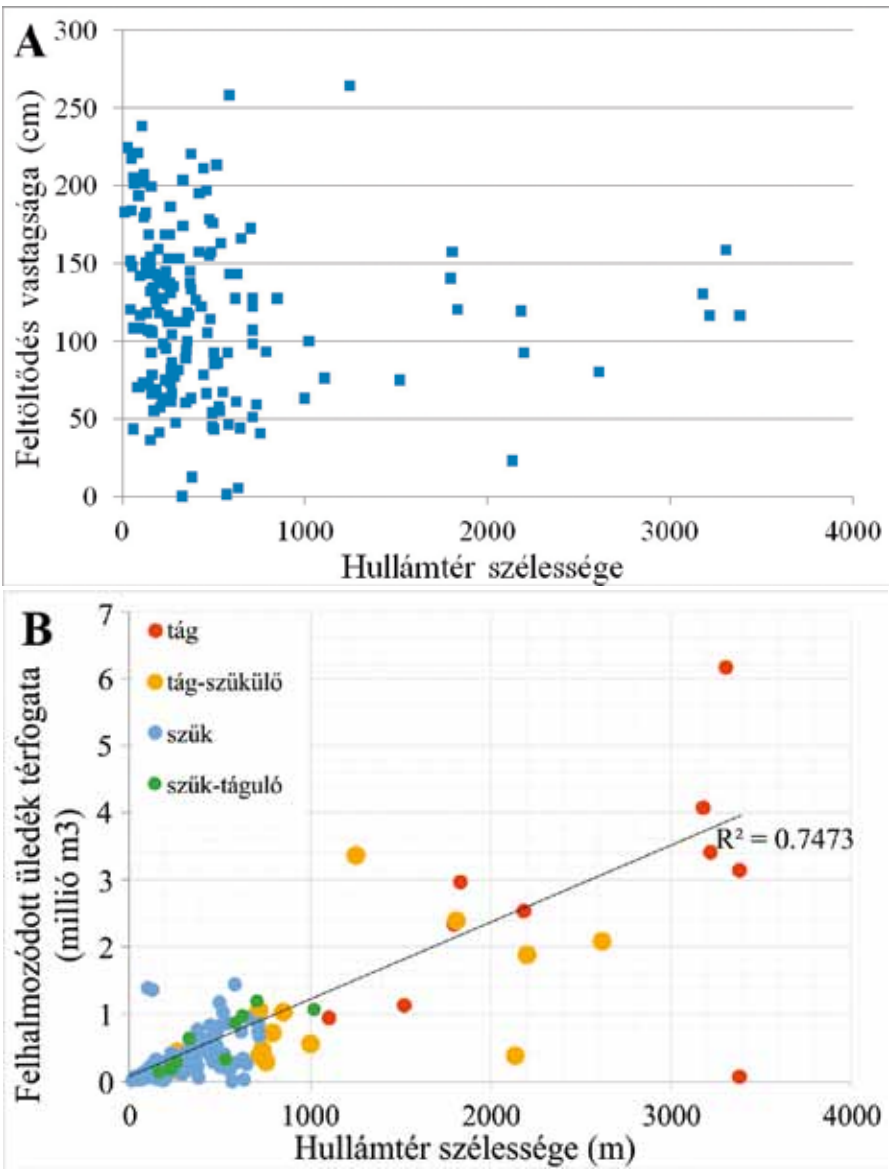
A hullámtér szélessége és a feltöltődés kapcsolatának bemutatására két jellegzetes szelvényt választottunk ki *(9. ábra)*. Az első szelvény Csanytelek-Szegvár vonalában található (226,0 fkm) egy kanyarulatban, ahol mindkét oldali hullámtér tág (800 m és 1600 m). A kanyarulat külső ívén egy 250 m széles és 3 m magas folyóhát, míg a belső íven több tagú övzátonysor található. Az akkumuláció mértéke mindkét oldalon az átlag körüli (120 cm illetve 130 cm). A bal oldali magasabb felhalmozódást az aktív folyóhát megléte magyarázza. A második szelvény Mindszentnél található (215,3 fkm) szintén egy kanyarulatban, azonban a jobb oldali hullámtér nagyon szűk (50 m), míg a bal oldal jóval tágasabb (600 m). A kanyarulat külső ívén egy csupán 20 m széles és 2 m magas folyóhát alakult ki, míg a belső íven néhány övzátony. A hullámtér eltérő szélessége itt már jelentősen módosítja a lerakódó hordalék vastagságát. A jóval szűkebb jobb oldalon a feltöltődés 217 cm, míg a bal oldalon 166 cm, azaz 50 cm-rel kevesebb. Azonban, ha az üledék térfogatát vesszük alapul, az tapasztalható, hogy a szűkebb jobb oldalon (65 100 m^3) 15-ször kevesebb hor-

dalék rakódott le, mint a tágabb bal oldalon (946 200 m^3). Ennek oka, hogy a bal oldali hullámtéren habár a felhalmozódás vastagsága jóval kisebb, viszont a hullámtér nagyobb szélessége miatt az árvíz nagyobb területen tudja szétteríteni a szállított hordalékot.



9. ábra A hullámtér feltöltődése egy széles (A) és egy keskeny hullámtéri területen (B) keresztszelvények (C-D) alapján
Figure 9 Floodplain sedimentation on a wide (a) and a narrow (b) floodplain based on cross-section profiles (c-d)

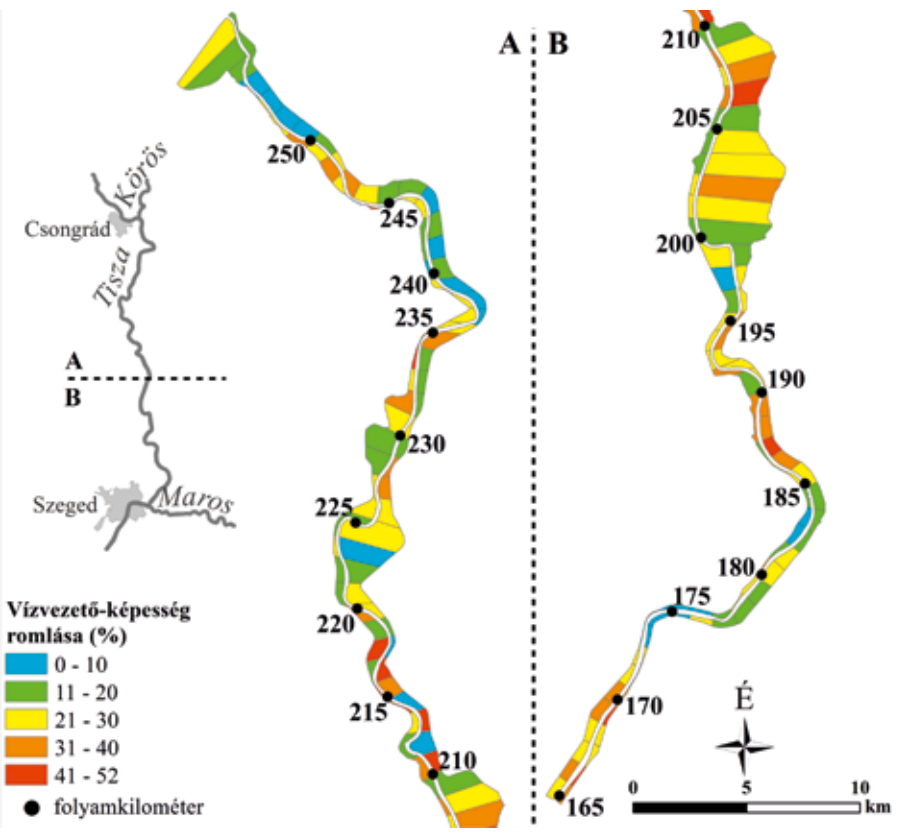
A teljes vizsgált szakaszon elemeztük a hullámtér teljes szélessége és a lerakódott hordalék vastagsága és térfogata közötti kapcsolatot. A fentebb részletezett példák alapján egyértelmű lenne, hogy a hullámtér szélesedésével csökken a felhalmozódó üledék vastagsága. Azonban ez az összefüggés nem teljesen egyértelmű *(10A ábra)*, hiszen a szűkebb és tágabb hullámtéri területeken egyaránt előfordulhat vékonyabb és vastagabb felhalmozódás is. Ha azonban az üledék térfogatát vizsgáljuk a hullámtér szélességének függvényében, akkor az megállapítható, hogy a két adatsor között egyenes arányosság van *(10B ábra)*.



10. ábra A feltöltődés vastagsága (A) és térfogata (B) illetve a hullámtér szélessége közötti kapcsolat
Figure 10 Relationship between the thickness (A) and volume (B) of sedimentation and the width of the floodplain

A vizsgált hullámtéri egységeket négy csoportra osztottuk a hullámtér szélessége és a szélesség folyásirányú változása alapján. A területegységek 68%-a az egyenletesen szűk (≤ 750 m) hullámterű csoportba tartozik. Ezeken a területeken a feltöltődés térfogata legfeljebb 1,45 millió m^3, ami igen változó (40-260 cm) mértékű feltöltődésnek felel meg. Ehhez képest a szűk (≤ 1000 m), de folyásirányban egyre tágabb hullámtéri területeken a feltöltődés térfogata (legfeljebb 1,5 millió m^3) és vastagsága (60-200 cm) is hasonló az előző csoportéhoz. A tág hullámtereken (a területegységek 10,5%-a) a lerakódott hordalék térfogata megnő (max. 6,14 millió m^3), míg az üledék vastagsága 65-150 cm között változik. A tág, de folyásirányban lefelé szűkülő hullámtéri egységekben a felhalmozódás térfogata lecsökken (legfeljebb 3,4 millió m^3), de vastagsága nő (70-225 cm). Mindez arra utal, hogy a feltöltődés térfogatát egyértelműen a hullámtér szélessége határozza meg, míg a felhalmozódó üledék vastagságát más tényezők is befolyásolják.

A hullámtéri feltöltődés okozta vízvezető képesség romlását is kiszámítottuk, azaz, hogy a lerakódott hordalék térfogata mennyit foglal el a hullámtérből, tehát mennyivel kevesebb árvizet képes a hullámtér levezetni *(11. ábra)*. A Tisza jobb partján átlagosan 23,7%-kal, míg a bal parton 21,4%-kal romlott a hullámtér vízvezető képessége, azonban vannak olyan kitüntetett akkumulációjú helyek (pl. Mindszentnél a 217-218 fkm között), ahol az 52%-ot is eléri a vízvezető képesség romlása.



11. ábra A hullámtér feltöltődésének egyik következménye, hogy az átfolyási keresztmetszet csökkenésével romlik a hullámtér vízvezető-képessége

Figure 11 The main consequence of floodplain accumulation is the decrease of flood conductivity

Összefoglalás

A korábbi kutatások általában csupán egy-egy mintavételi pontban határozták meg az ármentesítések óta akkumulálódott üledék vastagságát. Vizsgálataink szerint az Alsó-Tiszán a feltöltődés átlagos mértéke 120 cm (átlagosan 0,8 cm/év), ami közel megegyezik korábbi mérési eredményeinkkel (SÁNDOR A.–KISS T. 2006; 2007), hiszen szedimentológiai elemzések alapján 0,8-1 cm/év ütemű feltöltődéssel számoltunk. Hasonló eredményre jutottak a Felső-Tiszán GÖNCZY S.–MOLNÁR J. (2004), akik 135 cm feltöltődést mértek, míg VASS R. et al. (2009) eredményei szerint az akkumuláció 0,2-1 cm/év ütemű.

A szabályozások megkezdése óta Szegednél az árvizek magassága 1876 óta 224 cm-rel nőtt. Ebből tehát átlagosan 120 cm vízszintnövekedésért lehet felelős a hullámtéri feltöltődés. További 100 cm-es vízszintnövekedés nagy része a hullámtér és a meder romló vízszállításához köthető, ami kapcsolatban van a hullámterek elburjánzó növényzetével és a meder szűkülésével (KISS T. et al. 2008).

A hullámtéren felhalmozódó üledék vastagsága térben változik, hiszen egyes hullámtéri területeken az akkumuláció csupán 40-50 cm-es, ugyanakkor a szűkebb hullámtereken elérheti a 250-260 cm-t is. A feltöltődést alapvetően befolyásolja a hullámtéri öblözetek összeszűkülése illetve kinyílása, hiszen szűkülő hullámtéren akár 50 cm-rel is megnőhet az üledék vastagsága a tág hullámtéri területekhez képest. A hullámtéren az üledék vastagsága nem, de térfogata arányos a hullámterek szélességével, hiszen az árvizek tág hullámtéren nagyobb területre tudnak kiönteni, így arányosan több hordalék tud lerakódni. Az adatsoraink azt mutatják, hogy a feltöltődést a hullámtér szélessége mellett a betorkolló mellékfolyók is befolyásolhatják, hiszen a Maros torkolata alatt a feltöltődés 1,5-szeresére nőtt.

A kutatás során megalkotott térkép, amely mutatja a hullámtéri területek átfolyási kapacitásának százalékos csökkenését, felhasználhatóak lennének a vízügyi gyakorlat során. Hiszen a kitüntetett akkumulációjú helyeken (pl. Mindszentnél), ahol az 52%-ot is eléri a vízvezető képesség romlása, az árvizek részben visszaduzzasztódhatnak, részben megemelik a levonuló árvíz szintjét, tehát itt lenne a legfontosabb a hullámterek helyes kezelése, esetleg a lerakódott hordalék elszállítása.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 119193. sz. pályázata támogatta.

NAGY JUDIT
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
nagy.judit19@gmail.com

FIALA KÁROLY
Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízrajzi és Adattári Osztály, Szeged
fialak@ativizig.hu

BLANKA VIKTÓRIA
SZTE TTIK Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged
blankav@geo.u-szeged.hu

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

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

IRODALOM

BABÁK K. 2006: A Hármas-Körös hullámterének feltöltődése a szabályozások óta – Földrajzi Értesítő 55. 3-4. pp. 393–399.

BALOGH J. – NAGY I. – SCHWEITZER F. 2005: A Közép-Tisza mente geomorfológiai adottságainak és a hullámterek feliszapolódásának vizsgálata mintaterületeken – Földrajzi Értesítő 54. 1-2. pp. 34–64.

BEZDÁN M. 2011: A vízlépcsők hatása a Tisza vízjárására – Hidrológiai Közlöny, 91. 2. pp. 18–20.

BOGÁRDI J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása – Akadémiai Kiadó, Budapest. p. 838.

BORSY Z. 1972: Üledék- és morfológiai vizsgálatok a Szatmári-síkságon az 1970. évi árvíz után – Földrajzi Közlemények 96. 1. pp. 38–58.

BRAUN M. – PAPP I. – KORPONAI J. – LUKÁCS V. – GYULAI I. – FORRÓ L. – HUBAY K. – SZALÓKI I. 2010: A Tisza vízjárásának nyomai a Marótzugi-Holt-Tisza üledékében – Hidrológiai Közlöny 90. 6. pp. 20–22.

BRAUN M. – SZALÓKI I. – POSTA J. – DEZSŐ Z. 2003: Üledék felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD kiadvány), 2/2. 1–11.

DEZSŐ Z. – SZABÓ SZ. – BIHARI Á. 2009: Tiszai hullámtér feltöltődésének időbeli alakulása a ^{137}Cs-izotóp gamma-spektrometriai vizsgálata alapján – In: MÓCSY I. – SZACSVAI K. – URÁK I. – ZSIGMOND A. (szerk): Proc. V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Sapientia, Kolozsvár pp. 443–438.

FÉLEGYHÁZI E. 2008: Ártélyi lapályok elhagyott meder- és morotvatavainak feltöltődési sebessége – In: Kiss T. – Mezősi G. (szerk): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok II. Szeged. pp. 55–63.

FIALA K. – KISS T. 2005: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán – Hidrológiai Közlöny, 85. 3. pp. 60–65.

GÁBRIS GY. – TELBISZ T. – NAGY B. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének vizsgálata DDM segítségével – In: KISS T. – MEZŐSI G. (szerk): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok II., Szeged. pp. 65–72.

GÖNCZY S. – MOLNÁR J. 2004: A Tiszai vízjárás változások valószínű okai – Műszaki Szemle 25. pp. 9–15.

HOMOKINÉ ÚJVÁRI K. 2003: Az 1998. évi novemberi tiszai árvíz meteorológiai jellemzése – Vízügyi Közlemények 85. 1. klnsz. pp. 35–46.

IHRIG D. 1973: A magyar vízszabályozás története – Országos Vízügyi Hivatal, Budapest, p. 398.

JAKUCS L. 1982: Az árvizek gyakoriságának okai és annak tényezői a Tisza vízrendszerében – Földrajzi Közlemények 30. pp. 212–236.

KÁROLYI Z. 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre – VITUKI 8. Budapest. 102 p.

KISS T. 2015: Fluviális folyamatok antropogén hatásra megváltozó dinamikája: egyensúly és érzékenység vizsgálata folyóvízi környezetben. Akadémiai doktori értekezés. p. 165.

KISS T. – FEJES A. 2000: Flood caused sedimentation on the foreshore of the River Tisza – ACTA Geographica Szegediensis. 37. pp. 51–54.

KISS T. – FIALA K. – SIPOS GY. 2008: Altered meander parameters due to river regulation works, Lower Tisza, Hungary – Geomorphology 98. 1-2. pp. 96–110.

KISS T. – HERNESZ P. – SIPOS GY. 2012: Meander cores on the floodplain – The early Holocen development of the lower-floodplain the Lower Tisza Region, Hungary – Journal of Environmental Geography 5. 1-2. pp. 1–10.

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. – SÁNDOR A. – GRESÓ ZS. 2005: Investigations on the rate of floodplain sediment accumulation in the Mártély embayment of the Lower Tisza – Acta Geographica 38. pp. 15–27.

KISS T. – SIPOS GY. – FIALA K. 2002: Recens üledékfelhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán – Vízügyi Közlemények 84. 3. pp. 456–472.

KISS T – SIPOS GY. – OROSZI V. – BARTA K. 2004: Üledékfelhalmozódás mértékének vizsgálata a Maros és az Alsó-Tisza hullámterén – II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, pp. 1–22.

KNIGHTON D. 1999: Downstream variation in stream power. Geomorphology 29, 293–306.

KONCSOS L.–KOZMA ZS. 2007: A hullámtéri feltöltődés becslése a Tisza magyarországi szakaszán – Hidrológiai Közlöny 7. 5. pp. 59–63.
KOZÁK M.–RÁTKY I. 1999: Hullámtér szélességének és beépítettségének hatása az árvízszintekre – Vízügyi Közlemények 81. 2. pp. 311–317.
KVASSAY J. 1902: A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon – Vízügyi Közlemények 15. pp. 7–27.
LÁSZLÓFFY W. 1982: A Tisza. Vízi munkálatok és vízgazdálkodás a Tisza vízrendszerében – Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 610.
LÓKI J.–SZABÓ J.–KONECSNY K.–SZABÓ G.–SZABÓ SZ. 2004: Az erdősültség és az árhullámok kapcsolata a FelsőTisza-vidéken – II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD kiadvány), Szeged, pp. 1–21.
NAGY I.–SCHWEITZER F.–ALFÖLDI L. 2001: A hullámtéri hordalék lerakódás (övzátony) – Vízügyi Közlemények 83. 4. pp. 539–564.
OROSZI V.–KISS T. 2005: The analysis of sediment accumulation and silting- up of a cut- off channel on River Maros near the city of Makó – Acta Geographica 38. pp. 27–39.
PIERCE, A.R.–KING, S.L. 2008: Spatial dynamics of overbank sedimentation in floodplain systems – Geomorphology 100. pp. 256–268.
RÁKÓCZI L. 1989: Vízlépcsők hatása a hordalék- és mederviszonyokra – Vízügyi Közlemények 71. 1. pp. 5–24.
RÁTKY I.–FARKAS P. 2003: A növényzet hatása a hullámtér vízszállító képességére – Vízügyi Közlemények 85. 2. pp. 246–265.
SÁNDOR A.–KISS T. 2006: A hullámtéri üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán – Hidrológiai Közlöny 86. 2. pp. 58–62.
SÁNDOR A.–KISS T. 2007: A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnoknál – Hidrológiai Közlöny 87. 4. pp. 19–24.
SCHWEITZER F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. Földrajzi Értesítő, 50. 1-4. pp. 63–72.
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. 239–247.
SZABÓ SZ.–MOLNÁR L. SZ.–GOSZTONYI GY.–POSTA J.–PROKISCH J. 2008: A nehézfém- szennyezettség vizsgálata egy felső- tiszai holtmeder környezetében – In: DEMETER G. (szerk): Geographia Generalis et specialis. Debrecen, pp. 255–260.
SZALAI Z.–BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.–JAKAB G.–CSUTÁK M.–BÁDONYI K.–TÓTH A. 2005: A folyópartok alakjának szerepe a hullámtereken kiülepedő üledék szemcse- és nehézfém frakciónációjában, a Duna és a Tisza példáján – Földrajzi Értesítő 54. 1-2. pp. 61–84.
SZLÁVIK L. 2001: A Tisza- völgy árvízvédelme és fejlesztése. I. MFK (CD- kiadvány), Szeged, 1–52.
TÖRÖK I. GY. 2000: Az alföldi folyók hullámterének szerepe és hasznosítása. –In: PÁLFAI I. (szerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön. Békéscsaba, pp. 125–132.
VÁGÁS I.–BEZDÁN M. 2015: A Tisza és árvizei – Kisbíró Kft, Szeged, p. 189.
VÁGÁS I. 1982: A Tisza árvizei – Vízügyi Dokumentációs és Továbbképző Intézet, Budapest, p. 283.
VÁGÁS I. 2001: Az ezredforduló árhullámai a Tiszán – Magyar Tudomány, 48. 8. pp. 958–966.
VASS R. 2007: Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tiszai árvíz tükrében – Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina. Geológia, geomorfológia, természetföldrajz sorozat, 2. kötet. pp. 229–235.
VASS R.–SZABÓ J.–TÓTH CS. 2009: Ártéri morfológia és akkumuláció kapcsolata felső-tiszai mintaterületeken – In: KISS T. (szerk): Természetföldrajzi folyamatok és formák. Szeged, pp. 1–11.
YANG, Y.C. 1979: Unit stream power equations for total load – Journal of Hydrology 40. pp. 123–138.