

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR
TERMÉSZETI FÖLDRAJZI ÉS GEOINFORMATIKAI TANSZÉK

Különböző jellegű szabályozásokra adott folyóvízi válasz vizsgálata a Felső-Tisza ukrán-magyar szakaszán

Országos Tudományos Diákköri dolgozat

Készítette:
Hajdu István Zoltán
I. Geográfus MSc szakos hallgató

Témavezető:
Dr. Kiss Tímea
egyetemi docens

Szeged
2015 január 7.

Tartalomjegyzék

Tartalmi összefoglaló	1
Abstract	2
1. Bevezetés.....	3
2. Irodalmi előzmények	4
2.1. Fluviális folyamatok és formák	4
2.1.1. Vándorló mintázat	5
2.1.2. Meanderező mintázat	6
2.2. Antropogén beavatkozások hatása a folyók fejlődésére	8
3. Mintaterület	12
3.1. A Felső-Tisza jelenkori futásvonalának kialakulása	12
3.2. A Felső-Tisza vízrajza	14
3.3. A Felső-Tisza szabályozása	16
3.3.1. A Felső-Tisza szabályozásának és ármentesítésének jellemzői	17
3.3.2. A Felső-Tisza szabályozásának és ármentesítésének a következményei.....	19
3.4. A részletesen vizsgált felső-tiszai folyószakasz	20
4. Vizsgálati módszerek.....	22
5. Eredmények	24
5.1. Hidrológiai változások a Felső-Tisza Huszt és Tiszabecs közötti szakaszán	24
5.2. A meanderező határszakasz hosszútávú mederalakulása	27
5.3. A vándorló ukrán szakasz morfológiai változásai	35
6. Összefoglalás	42
Irodalomjegyzék.....	45
Függelék.....	48

Tartalmi összefoglaló

A Tisza teljes hosszát a 19-20. századi folyószabályozások térben- és időben eltérően érintették, melynek az oka részben az egyes szakaszok eltérő kiindulási állapota, részben pedig a Tisza menti országok különböző mérnöki gyakorlata miatt volt. Különösen látványos a különbség a Felső-Tisza ukrán-magyar szakaszán, ahol a meder morfológiája és a mérnöki beavatkozások is jelentősen eltérnek a két ország területén. Ezért célom annak vizsgálata, hogy a két szakasz morfológiája miként változott a különböző jellegű és mértékű beavatkozások hatására, illetve a háttérben milyen hidrológiai változások történtek.

A vizsgált folyószakasz Tiszasasvár és Tiszakóród (34 km) között helyezkedik el, ami morfológiai szempontból két részre bontható. Az ukrán szakasz (16 km) vándorló mintázatú, ugyanakkor a határszakasz (18 km) meanderező mintázatú. Az elemzésekhez vízügyi felmérések térképlapjait (1842, 1890, 1929, 1976) és műholdfelvételeket (2006, 2012) használtam fel, amiket RTK-GPS mérésekkel (2014) egészítettem ki.

A vándorló mintázatú szakaszon a meder szélessége növekedett (+ 5%), viszont a parterózió a jobb parton 6 %-al intenzívebb volt. Ezt támasztja alá a bal parti bökényi (13 m/év) és a jobb parti tisasasvári (26 m/év) kanyarulat külső ívének pusztulása is. A szakaszon a szigetek területe nem változott, ugyanakkor a számuk 23-ról 17-re csökkent. A szigetekkel ellentétben a zátonyok területe 9 %-al csökkent, aminek az 59 %-a szigetekbe vagy a partba olvadt, míg a 41 %-a víz alá került.

A meanderező szakaszon a szabályozások miatti esésnövekedés hatására új kanyarulatok keletkeztek, illetve a már meglévők megnyúltak és vándoroltak. Így a középvonal hossza 1842 és 2012 között 20 %-al nőtt, a folyószakasz kanyargóssága pedig 1,5-ről 1,9-re emelkedett. A 20. század közepén megépített partbiztosítások hatására a meder szélessége 56%-al csökkent, mivel a biztosított külső ívvel szemben lévő övzátonyok tovább épültek.

A két folyószakasz változásait összevetve megállapítható, hogy a határszakasz morfológiai fejlődése kedvezőtlen irányba tart, hiszen a folyó bevágódásával a kisvízszintek csökkennek, a meder szűkülése pedig az árvizek további emelkedését vetíti elő. Az ukrán szakaszt jellemző morfológiai változások egyelőre nem növelik az árvízi kockázatot, ugyanakkor a szakasznak a jövőbeli figyelemmel kísérése ajánlott, hiszen az intenzív erózió hatására további partbiztosítások kiépítése várható, amik felboríthatják a folyószakasz eddigi megőrzött egyensúlyát.

Abstract

The regulation of the river Tisza carried out in the 19th and 20th centuries. This affected the full length of the river in another way in every country, because of the different river engineering works and conditions of the various parts of the river. The biggest difference can be observed where the river forms the boundary between Ukraine and Hungary (Felső-Tisza), because the morphology of the bed and the engineering are dissimilar in the two countries. The aim of study is to analyse the change of the river morphology and hydrological conditions on the two parts of the river.

The investigated parts of the river are taken place between two towns, Tiszavasvár and Tizsakóród (34 km). The river channel pattern of the Ukrainian part (16 km) is braided and the part by the boundary (18 km) is meandering. Maps of hydrographic surveying (1842, 1890, 1927, 1976), satellite images (2006 és 2012) and RTK-GPS technique were used to analyse the sample area.

The riverbed of the wandering channel has widened (+5%), but the erosion was 6 % more intensive on the right bank. The evidence is the eroded outside of river bends by Bökény on the left side (13 m/year) and by Tiszavasvár on the right side (26 m/year). The area of the islands has not changed but the number of them dropped to 17 from 23. The area of the bars is 9% smaller and the 59% of them have become the part of the islands or the bank, while the 41% of them have gone underwater.

Because of the river regulations the meandering channel's bed gradient became steeper therefore the river bends became longer, changed their place and new bends arose. Thus the centreline of the river became 20% longer between 1842 and 2012. The sinuosity of the meandering channel then increased from 1,5 to 1,9. Because of the bank protection works in the middle of the 20th century the channel width decreased by 56%, because the point bar was accumulating.

It can be seen that the development of the river morphology in Hungary is unfavorable. Low water-level periods are decreasing. Because of the erodibility of the bank, the level of flooding is increasing due to the channel narrowing. For now, the change of the river morphology in Ukraine is not increasing the risk of flooding but the observation of this part of the river is highly recommended. Due to the intensive erosion more bank protection works are expected and that can upset the actual, protected balance of the river.

1. Bevezetés

A Tisza teljes hosszát a 19-20. századi folyószabályozások térben- és időben eltérően érintették, melynek az oka részben az egyes szakaszok eltérő kiindulási állapota, részben pedig a Tisza menti országok különböző mérnöki gyakorlata miatt volt. A különböző mértékű és jellegű beavatkozásokra a folyó különböző módon reagált, és ezeknek a folyóvízi válaszoknak az ismerete rendkívül fontos a jövő hidrológiai problémáinak megfelelő kezelésekor. Különösen látványos a különbség a Felső-Tisza ukrán-magyar szakaszán, ahol a meder morfológiája és a mérnöki beavatkozások is jelentősen különböznek a két ország területén. Mivel a Felső-Tisza hazánk legnagyobb árvízi kockázatú területei közé tartozik, ezért a határszakaszon lejátszódó folyamatok részletes feltérképezése és folyamatainak jellemzése hozzásegíthet az árvízi biztonság növeléséhez.

Az általam vizsgált felső-tiszai folyószakasz Tiszasasvár és Tiszakóród között helyezkedik el, ami morfológiai szempontból két jól elkülöníthető részre bontható. Az ukrán szakasz vándorló mintázatú, széles medrét zátonyok és szigetek tagolják, és közvetlen antropogén beavatkozásoktól csaknem mentes. A magyar-ukrán határszakasz meanderező mintázatú: itt a Tisza már egy mélyen beágyazott, egységes mederben halad, amit a 20. század közepi kisvízi szabályozások jelentősen érintettek.

A kutatás során célul tűztem ki a két folyószakasz morfológiájának az összehasonlítását, illetve az egyensúlyuk és árvízi kockázatuk értékelését. Konkrét céljaim között szerepel a huszti és tiszabecsi vízmérce alapján a folyószakasz hidrológiai változásainak az értékelése, hiszen ez összefüggésbe hozható a folyószakaszon történt medermorfológiai változásokkal. További célom az ukrán vándorló mintázatú szakasz vizsgálata műholdfelvételek (2006 és 2012), illetve saját terepi méréseim (2014) segítségével. A mederfejlődést a parterózió és mederszélesség, valamint a zátonyok és szigetek alapján értékelem. A meanderező határszakasz fejlődését a szabályozások előtti (1842) állapotától egészen 2012-ig elemzem. Külön vizsgálom a még kisvízi szabályozások előtti természetes kanyarulatfejlődést, valamint a már kiépített partbiztosítások hatását. Végül a változásokat számszerűsítem, majd az ok-okozati összefüggések megállapítása után hosszú távú következtetéseket vonok le.

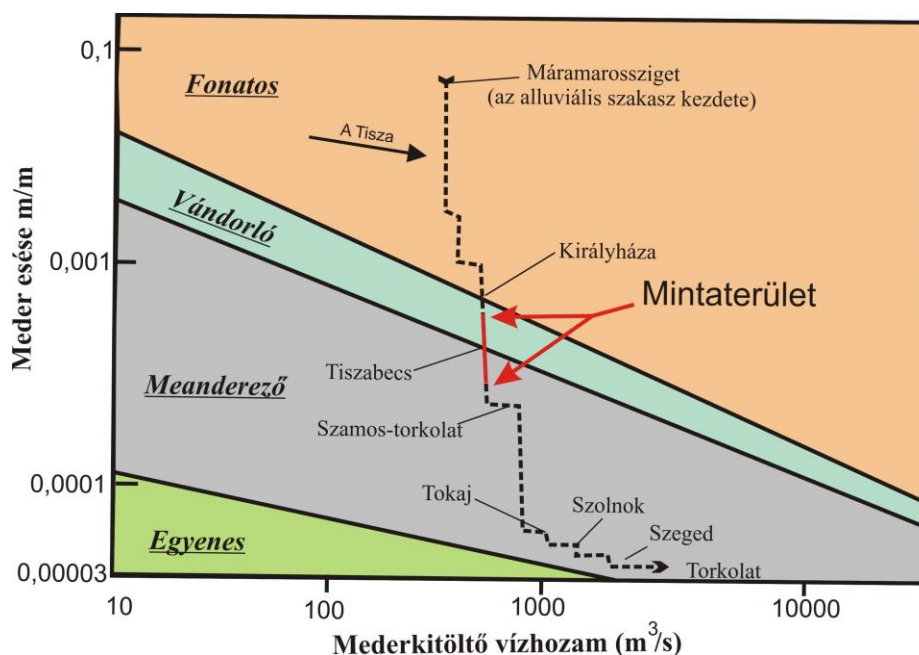
2. Irodalmi előzmények

Dolgozatomban a Felső-Tisza morfológiai változásait és a mederszabályozási munkák következményeit vizsgáltam. Ezért először a vándorló és meanderező medermintázatú folyószakaszok formakincsét tekintem át, majd a különböző emberi beavatkozások hatását a folyók morfológiájára.

2.1. Fluviális folyamatok és formák

A vízfolyások morfológiáját leginkább az erózió, a hordalékszállítás és az akkumuláció közötti arány határozza meg, amelyet tektonikai, éghajlati, növényzeti és antropogén hatások módosíthatnak. Emiatt még ugyanazon folyó egyes szakaszain is különböző meder-mintázatok alakulhatnak ki, amelyekre eltérő mederformák és ártéri formakincs jellemző (Schumm 1979, Bridge 2003).

A folyók meder-mintázatának morfológiai alapú osztályozását elsőként *Leopold és Wolman* (1957) készítette el, amihez a folyók esését és vízhozamát használta fel. *Timár* (2003) ez alapján három típust azonosított a Tisza teljes szakaszán, megállapítva, hogy Királyháza fölött fonatos, alatta Tiszabecsig vándorló, majd a torkolatig meanderöző mintázat jellemzi (1. ábra). Mivel az általam vizsgált szakasz Királyháza és a Szamos torkolata között található, ezért részletesen a vándorló és a meanderező meder-mintázatokat mutatom be.



1. ábra: A Tisza meder-mintázatának a változása (Timár 2003 alapján)

2.1.1. Vándorló mintázat

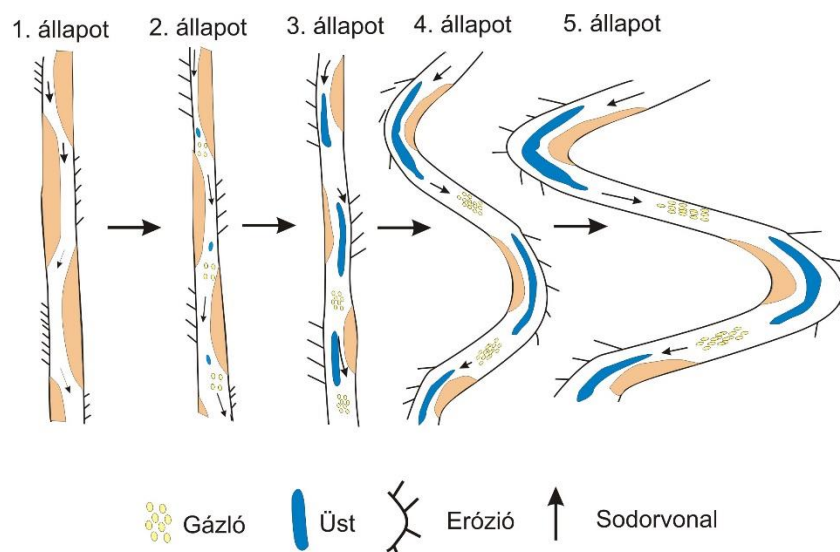
A vándorló (*wandering*) meder-mintázatú folyószakaszok rendszerint a fonatos és meanderező mintázatú szakaszok között helyezkednek el (*Miall 1977*), a létrejöttéhez szükséges körülmények általában a hegylábfelszínein adóttak (*Desloges and Church 1989*). A vándorló medrű vízfolyások – a fonatoshoz hasonlóan – több ágra bomlanak, azonban a két meder-mintázat között lényeges különbség, hogy a vándorló mintázat esetében létezik egy fő ág, amit a meanderezőhöz hasonló, ám attól kisebb mértékű kanyargósság jellemez (*Miall 1977, Knighton 2003*). A főághoz több kisebb aktív és időszakos mellékág kapcsolódik, amelyek általában növényzettel benőtt szigeteket vesznek körül. A vándorló folyók zátonyainak többsége általában évről évre áthalmozódik, ugyanakkor vannak olyan zátonyok és szigetek is, amelyek akár 50 évig is egyhelyben maradnak. A főág és a mellékágak eróziójából származó hordalék könnyen akkumulálódik. Így úgynevezett instabil „akkumulációs zónák” jönnek létre, amelyek körül a part eróziója, vele együtt pedig a meder gyors vándorlása következik be. A part pusztulásából származó hordalék miatt újabb „akkumulációs zónák” jönnek létre, amelyek tovább növelik a meder instabilitását (*Desloges és Church 1989, Hickin és Wooldridge 2005*).

A vándorló mintázatú folyók jellemző mederformái a zátonyok és az azokból kialakuló szigetek (*Knighton 2003*). A zátonyok kialakulására akkor kerül sor, amikor a folyó hordalékszállító kapacitása csökken, és a hordalékát lerakja. Az így kialakult zátonyok hossza a meder szélességével, míg a magasságuk a meder mélységével arányos (*Bridge 2003*). A zátonyok létrejötte függ a folyó által szállított hordalék mennyiségétől, így a szükséges hordalék függvényében növekvő sorrendben megkülönböztethetünk övzátonyt, diagonális zátonyt, mederközépi zátonyt, keresztzátonyt és hosszanti zátonyt (*Church és Jones 1982*). Ha a zátonyok épülésük során eléri a középvíz szintjét és meg tud rajtuk telepedni a fűszárú vegetáció, akkor stabilabb szigetek jönnek létre (*Kollman et al. 1999*). A zátonyokkal ellentétben a szigetek az erózióval szemben jóval ellenállóbbak, hiszen amíg a zátonyokat az árvizek teljesen elpusztíthatják, addig a szigetek stabilak maradnak a gyökerek eróziógátló hatása miatt (*Baki és Gan 2012*). A szigetek fejlődése általában a mellékágak feltöltődésével és ezzel egy másik szigetbe, vagy az ártérbe való beolvadásával áll le (*Andrási és Kiss 2014*).

2.1.2. Meanderező mintázat

A meanderező mintázat az alluviális vízfolyások leggyakoribb meder-mintázata, ami a kis-ázsiai Menderes folyóról kapta a nevét (*Leopold és Wolman 1957, Timár 2003*). A meanderező folyószakaszok hosszában kialakuló, ellentétes kanyarulat-párok sorozatából állnak (*Cholnoky 1907*), amelyek kialakulásához a meder kis esése, a partok közepesen kötött anyaga, illetve elegendő vízhozam mellett nagy mennyiségű lebegtetett hordalék szükséges (*Morisawa 1985*). A meanderező mintázat kialakulása és megszűnése egy bizonyos küszöbérték átlépésével történik. Az egyenes medrekben ha a felszín növekvő esése miatt megnő az áramlási sebesség, akkor a meder aljára és a partjára ható nyíróerők is növekednek. Emiatt a folyó munkavégző képessége egy kritikus küszöbérték átlépésével a parterózió és akkumuláció mederben való áthelyeződését okozza, ami hatására a meder mintázata egyenesről kanyargóssá válik. Ha az esés tovább növekszik, akkor egy újabb küszöbérték átlépésével a meanderező vízfolyás fonatossá alakul át (*Schumm 1979*).

A meanderező vízfolyásokra jellemző kanyarulatok kialakulására *Keller (1972)* egy öt fejlődési állapotból álló sorozatot állapított meg (2. ábra). Eszerint a meanderek létrejötte egy asszimmetrikus zátonyrendszer kialakulásával kezdődik, amit a gázlók és üstök sorozatának megjelenése követ. Ezután a kanyargós mintázat fejlődése következik, ahol már megjelennek az épülő oldal- és övzátonyok is. Végül a kanyarulatok hosszának a növekedésével fejlett meanderek jönnek létre, majd a fejlődés végső fázisában azok lefüződése következik be.



2. ábra: A kanyarulatok kialakulásának folyamata (*Keller 1972 alapján*)

A meanderek alakja és helyzete változhat. A kanyarulatok folyásirányban lefelé elcsúszással és rotációval vándorolhatnak, eközben az alakjuk megnyúlhat és szélesedhet, vagy akár összetett meanderekké is válhatnak (*Nanson és Hickin 1983*).

A kanyarulatok fejlettségét a hullámhosszuk, ívhosszuk, görbületi sugaruk és az amplitúdójuk jellemzi. Ezen paraméterek alapján lehet a meanderek változását nyomon követni, valamint a kanyarulatokat osztályozni. Laczay (1982) a kanyarulatokat fejlettségük alapján 6 osztályba sorolta, amelyhez a meanderek ívhosszának és húrjának a hányadosát használta fel (1. táblázat).

1. táblázat: Kanyarulatok fejlettsége Laczay (1982) osztályozása alapján

A kanyarulat típusa	β értéke
Álkanyar	A két szomszédos inflexiós pont a víztükör felett látható egymástól
Fejletlen kanyar	$<1,1$
Fejlett kanyar	1,1-1,4
Érett kanyar	1,4-3,5
Túlfejlett kanyar	3,5 $<$
Átszakadó	A szomszédos kanyarulatok partvonala a mederszélesség kétszeresénél kisebb távolságra vannak

A meanderező mintázat leggyakoribb akkumulációs formája az övzátony, illetve a többtagú övzátony-sorok (*Knighton 1998*). Helyzetüket tekintve mederben lévő formákról van szó, amelynek az épülése leginkább a mederkitöltő, vagy annál nagyobb vízszintekhez kötődik, de középvízkor is formálódhatnak. Az övzátonyok ciklikus épülése miatt egymással párhuzamos keskeny mélyedések (sarlólaposok) jönnek létre, amik segítségével jól elkülöníthető az övzátony-sorok különböző korú tagjai (*Gábris 2003*). Anyagukat és szerkezetüket tekintve rendkívüli heterogenitás jellemzi ezeket a formákat (*Morisawa 1985*). Az övzátonyok alapját képző durva hordalékot ugyanis egy fokozatosan finomodó kereszt rétegzett homokréteg követi, amit csak elvétve szakítanak meg síklemezes homoklerakódások. A legfelső részét az övzátonynak kereszt- és ferde rétegzett finom, homokos üledék zárja le (*Bridge 2003, Gábris 2003*).

2.2. Antropogén beavatkozások hatása a folyók fejlődésére

Amióta a társadalomnak ugrásszerűen fejlődtek a vízfolyásokat módosító technikai módszerei és eszközei, egyre intenzívebben befolyásolja és átalakítja a Föld vízhálózatát. Mivel csak a beavatkozások hatásának az értékelésével lehetséges a jövőbeli kihívásokra megfelelően válaszolni (Somogyi 2003), ezért napjainkra kulcsfontosságúvá vált a folyókat érintő antropogén beavatkozások (pl. kanyarulat-átvágás, partvédelmi művek, mederből történő bányászat stb.) hatásainak minél jobb megértése, illetve a változások irányának és mértékének a nyomon követése.

Az árterületek gazdasági hasznosíthatóságát és a biztonságos termelést tették lehetővé az árvízvédelmi töltések, amelyek a természetes ártereket erőteljesen leszűkítették. Az árvízvédelmi töltések megépítése miatt ma már szűk hullámtéren vonulnak le az ár hullámok, ami a hullámtér feltöltődésének a felgyorsulását eredményezi (Schweitzer *et al.* 2002, Vass 2007). A folyók által lerakott hordalék mennyiségét és az akkumuláció kitüntetett helyeit több tényező befolyásolja. A feltöltődés mértéke függ a hullámtér szélességétől, hiszen amíg a széles szakaszokon a folyó lelassul és több üledéket rak le, addig a leszűkült szakaszokon felgyorsul és kevesebb üledék akkumulálódik (Gábris *et al.* 2002, Hudson *et al.* 2008, Sándor 2011). A feltöltődés függ a medertől való távolságtól is, mivel a legtöbb és legdurvább üledék a meder közvetlen közelében, az övzátonyokon és folyóhátakon, míg a legkevesebb és legfinomabb a töltések lábánál rakódik le egy-egy árvíz után (Kiss *et al.* 2002, Oroszi *et al.* 2006). Fontos befolyásoló tényező a hullámtéren lévő növényzet mennyisége és milyensége is, hiszen a sűrű növényzet növeli a hullámtér érdességét és egyben csökkenti a vízszállító képességét (Sándor és Kiss 2007).

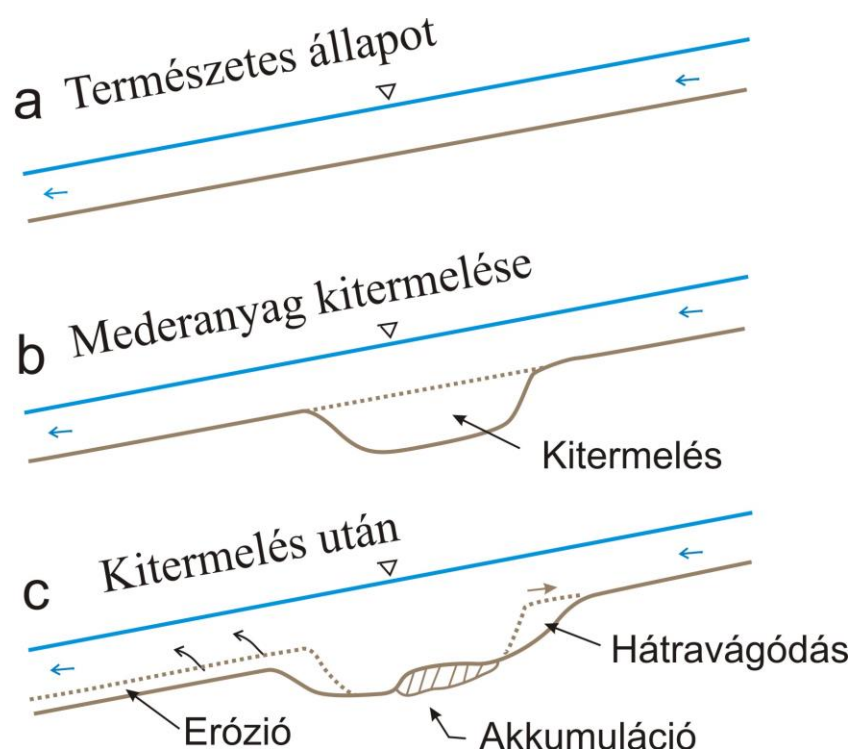
A folyókon az árvizek gyorsabb levonulásának elősegítése és a hajóút lerövidítése miatt – különösen az erősen meanderező folyóknál – gyakran alkalmazzák a kanyarulatok átmetszését. A kanyarulatok átvágása miatt ugyan az árvizek gyorsabban vonulnak le (Károlyi 1960), azonban a kiegyenesített mederszakaszok miatt a folyó esése, így erodáló képessége is felerősödik (Somogyi 1980). Az intenzív erózió így a folyó bevágódását, vele együtt pedig a kisvizek süllyedését eredményezi (Kvassay 1902, Károlyi 1960). A bevágódó folyó miatt a mederoldalak meredekebbé váltak, ezért különösen a kisvizes időszakban partomlások és csuszamlások alakulnak ki rajtuk (Kiss *et al.* 2002). A megnövekedett esés miatt a folyók hordaléktermelő képessége is nő, ami a hullámtér gyors és nagymértékű feltöltődéséhez vezet (Kiss *et al.* 2011). Mindezekon felül a kanyarulatok átvágása akár a

folyó meder-mintázatának a megváltozásához is vezethet, hiszen az erőteljesen kiegyenesített szakaszok fonatossá válhatnak (*Kiss és Sipos 2004, Surian és Rinaldi 2003*).

A folyópartok eróziójával szemben gyakran használt módszer a sarkantyúk és partbiztosítások kiépítése, amelyeket a hazai (*Iványi 1948, Sipos 2008*) és külföldi (*Surian 1999, Kesel 2003*) folyókon is gyakran alkalmaznak. A partok biztosítása a folyók morfológiájára és hidrológiára egyaránt jelentős hatással van, mivel a meder szélességének és egyben a vízvezető képességének a csökkenését okozzák (*Surian 1999*). Ezen felül csökkenti a parterózióból származó hordalék-termelést, így megváltoztatják a hordalékháztartást (*Gandeszek et al. 2012*). A sarkantyúk kiépítése kedvezőtlen hatással van folyómeder alakulására is, mivel a meder keresztmetszvényének a csökkenését (*Pinter és Heine 2005*), illetve a kanyarulatok vándorlásának megakadályozását okozzák (*Somogyi 2001*). Fontos megemlíteni, hogy a partbiztosítások gyakran nem jelentenek hosszútávú megoldást, mivel a velük szemben továbbra is épülő övzátonyok miatt a sodorvonal egyre jobban megközelíti a biztosított partoldalt (*Fiala és Kiss 2005, 2006*), ami gyakran a partbiztosítás alámosása miatt annak a mederbe való becsúszását okozhatja (*Hoszták 2013*). Tehát a partvédelmi művek ugyan rövidtávon ugyan megoldások a parterózióval szemben, ugyanakkor hosszú távon az árvízi kockázat növekedését okozzák (*Fiala és Kiss 2006, Gandeszek 2012*).

A keresztgátak vagy duzzasztógátak használata a víz visszatartásának és energiájának hasznosításának leggyakoribb módszere. A folyóra gyakorolt hatásuk azonban rendkívül összetett, hiszen a gáttól felvízi és alvízi irányban eltérő hatást gyakorolnak (*Szabó 2006*), miközben az egész folyó vízállását is jelentősen befolyásolják (*Andrási és Kiss 2011*). A visszaduzzasztott felvízi szakaszon a lecsökkent vízsebesség miatt a hordalék csapdázódik, ami egyben a tározó kapacitásának a csökkenését is okozza (*Wang 2007, Andrási és Kiss 2011*). Mire a folyó az alvízi szakaszra ér, már megszabadul a hordalékának döntő hányadától, így a hordalékban szegény víznek újra van elég energiája a meder és part eróziójához (*Szabó 2006*). Az intenzív meder- és parterózió miatt a folyó bevágódik, hordaléktermelő képessége megerősödik, ami akár a folyó mintázatának a megváltozásához vezethet (*Richard és Julian 2003, Chu 2014*). A meder morfológiai változásai egy idő után lelassulnak, mivel a gát megépítése okozta új feltételek miatt a folyó alkalmazkodni kezd, ami egy új dinamikus egyensúly kialakulásához vezet (*Szabó 2006*).

A folyók árterének és medrének jó minőségű homok- és kavicsanyagát az építőiparban való hasznosítása miatt gyakran bányásszák. Míg a mederből való kitermelés a folyó egyensúlyának a felborulásához vezet, addig az ártérről való bányászat az élővilág pusztulását okozhatja. A mederből való homok vagy kavicskitermelés előtt a folyó hordaléktermelő- és szállító képessége egyensúlyban van (3a. ábra), amíg a mederanyag kitermelése miatt fel nem borul (3b. ábra). Ezt követően ugyanis a túlmélyített meder áramlási sebessége lokálisan megnövekszik, ami a meder hátravágódásához vezet (3c. ábra), majd az ebből és a felsőbb szakaszokról érkező hordalék csapdázódik a medermélyedésben. Mivel a kimélyített szakaszon a víz energiája és ezzel sebessége is csökken, a folyó hordaléka akkumulálódik, így a tisztavíz erózió miatt további hordalékot termel, ami a folyó alsóbb szakaszán hordalékpulzusok kialakulásához vezet. Hosszú idő elteltével, illetve a tározótól jelentős távolságban a folyómeder egy új egyensúlyi állapotba kerül (Kondolf 1997, Sipos 2006, Sipos et al. 2012).



3. ábra: A folyómeder válasza a homok vagy kavicsbányászatra (Kondolf 1997 alapján)

Jelentős hatással vannak a folyók mederdinamikájára a vízgyűjtő területen történt változások is, amelyek közül a leggyakoribb probléma az erdővel borított területek arányának csökkenése. Az erdők ugyanis képesek a csapadékvíz jelentős részét visszatartani, növelni a talaj víztartó képességét, valamint a hóolvadások intenzitását csökkenteni, illetve a lefolyás mérséklése révén a folyókba bemosódó hordalék mennyiségét is szabályozzák. Mindezeket azonban az erdők faj- és kor-összetétele is befolyásolja. Ha az erdőállomány csökken, akkor megnövekszik a talaj eróziójának a mértéke, illetve csuszamlások alakulnak ki, amelyek további hordalékot juttatnak folyókba. Emiatt a völgyek feltöltődhetnek, valamint a hegylábaknál kisebb hordalékkúpok alakulhatnak ki. Ezeken kívül a többlet hordalékhozam növelheti a mederben és az ártéren az akkumuláció mértékét is (Konecsny 2002, 2005).

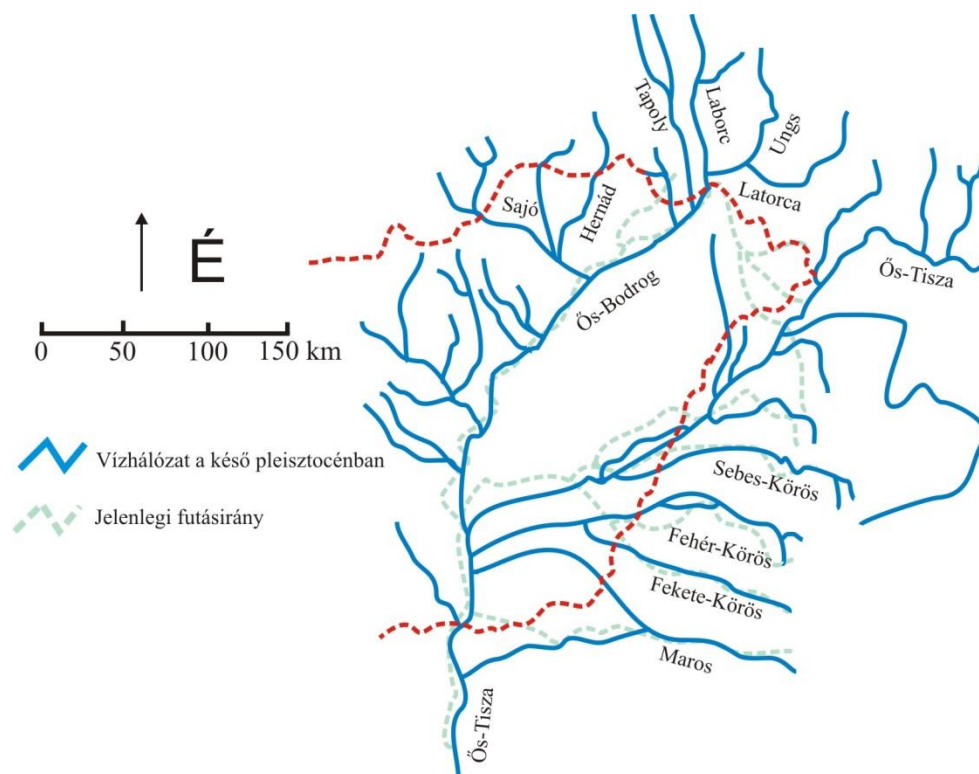
3. Mintaterület

Mintaterületem a Felső-Tisza Tiszasasvár és Tiszakóród közötti szakasza. Mivel ennek a szakasznak a hidrológiáját és jelenlegi morfológiai jellegzetességei természetes és antropogén hatások eredőjeként jöttek létre, ezért bemutatom a Felső-Tisza természeti viszonyait és az itt véghezvitt szabályozási és ármentesítési munkákat.

3.1. A Felső-Tisza jelenkori futásvonalának kialakulása

A Felső-Tisza jelenkori állapota annak a hosszú és intenzív felszínformáló folyamatnak az eredménye, amely a Pannon-tenger, majd beltő pliocén végi feltöltődése után kezdődött el (Mike 1991, Félegyházi et al. 2003). Az Alföldre érkező folyóknak, köztük a Tiszának is az irányát a különböző időszakokban különböző mértékben süllyedő medencék (pl. Körös-medence, Makói-árok, Bodroghöz) határozták meg (Mike 1991).

A Huszti-kapun kilépő Tisza előbb a nyírségi hordalékkúpon keresztül haladt a Körös-medence irányába. Majd a Nyírség keleti peremére, az ugyancsak süllyedő Érmellékre tevődött kb. 46-39 ezer éve (4. ábra), és egy 10-15 km széles eróziós völgyet alakított ki (Borsy 1989, Félegyházi et al. 2003, Thamó-Bazsó 2007).



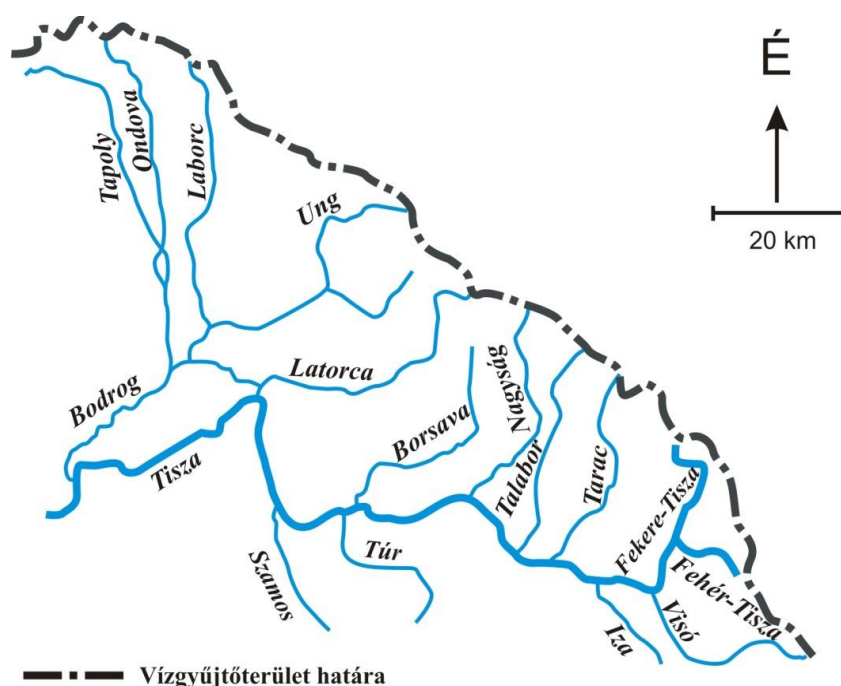
4. ábra: A Tisza futásvonala a késő pleisztocénban és napjainkban (Mezősi 2011)

Innen haladt a Körös-medence irányába, majd a Dél-Alföldi süllyedéknél a Dunába torkollott (Mike 1991, Gábris és Nádor 2007). Az Alföldön azonban az Ős-Dunán és Tiszán kívül a harmadik fő vízfolyás az Ős-Bodrog volt, amely a Jászsági-medence aktív süllyedése idején gyűjtötte össze az északi területek vizeit (pl. Tarna, Zagyva, Eger, Laskó, Sajó, Henád) majd szállította azokat délkelet irányba (Gábris 2001, 2002). A Tisza egészen a Beregi-Szatmári-sík süllyedéséig tartotta az Érmelléken keresztül haladó északkelet-délnyugati futását, majd északnyugatnak fordult a szintén süllyedő Bodrogtörzs irányába (Borsy 1989). Az irányváltásnak az idejét több hazai kutató vizsgálta, így jelenleg több lehetséges időpont létezik. Borsy et al. (1989) szerint a Tisza avulziója 20-22 ezer éve történt, ezzel szemben Gábris és Nádor (2007), Nádor et al. (2007, 2011) és Timár et al. (2005) vizsgálatai alapján csak 14-18 évvel ezelőtt változtathatott irányt. Mindezekkel ellentétben Vass (2014) véleménye szerint az avulzió jóval hamarabb (kb. 30 ezer éve) történt, aminek bizonyítására egy a jelenlegi Felső-Tisza vonalától északra lefűződött morotva és a Félégyházi et al. (2004) elemzett gulácsi szakadó part közötti relatív kormeghatározást alkalmazta. A Tisza északnyugati irányra váltása azt eredményezte, hogy az eddig északról érkező vízfolyások (pl. Latorca, Laborc, Tapoly) nem jutottak el a nyírségi hordalékkúpig, így annak felszínét az eddigi folyók helyett a szél kezdte el formálni (Félégyházi et al. 2003). A Tisza Bodrogtörzs és a Beregi-síkon való megjelenése az itteni hordalékkúpi és eolikus formák laterális erózióval való letarolását, valamint az Ős-Bodrog teljes vízrendszerének a lefejezését eredményezte (Kiss et al. 2012). A Beregi-síkon és a Bodrogtörzsben a Tisza több méter vastag iszap és agyagrétegeket rakott le. Az üledék felhalmozódásának az üteme a Beregi-síkon átlagosan 3,3 mm/év, ami azonban térben és időben eltérő ütemben zajlott (Borsy 1969, Félégyházi et al. 2004).

A holocénban a Tisza a Tokaji-kapuból kilépve a mai helyzetétől kissé keletebbre, az Északi-középhegység vízfolyásai által lerakott pleisztocén korú üledéken meanderezett dél felé (Borsy et al. 1989, Mike 1991), s mivel a folyók vízhozama a holocén során többször is változott (Kiss et al. 2014), a Felső-Tiszán is különböző méretű medrek jöttek létre. A szárazabb boreális fázisban a Felső-Tisza vízhozama a jelenleginél jóval kisebb ($30-35 \text{ m}^3/\text{s}$) volt, ellenben az atlantikus fázis humid klímáján a vízhozam a többszöröse is nöhetett (Gábris 1986). A nagy vízhozam eltérést a boreális és atlantikus fázisok közötti négy-ötször nagyobb elhagyott meanderek támasztják alá (Borsy et al. 1989). A Felső-Tisza jelenlegi helyzetét a szubboreális fázisban északi irányból a beregszászi hegyek lábától közelítette meg, aminek bizonyítéka a jelenlegi futásától északra található több elhagyott paleo-meder (Borsy et al. 1989, Kész 2008, Vass 2014).

3.2. A Felső-Tisza vízrajza

A Tisza a Kárpát-medencében lévő 157 200 km²-nyi vízgyűjtőjének észak-keleti területén lévő Szvidovec-hegységből ered, ahonnan a Fekete- és Fehér-Tisza összefolyását követően hosszú hegyvidéki és alföldi útja végén Titelnél torkollik a Dunába (Andó 2002). A teljes hosszt (964 km) figyelembe véve a Tisza három szakaszra osztható, így megkülönböztethetjük a Felső-Tiszát, mely az eredéstől a Szamos torkolatáig tart, majd a Közép-Tiszát, ami a Szamos és a Maros torkolata közötti szakasz, míg végül a Maros torkolatától a Dunáig terjedő szakaszt, az Alsó-Tiszát (Lászlóffy 1982). A folyó Magyarországi szakasza (562 km) ugyancsak három részre bontható. Ez alapján a Felső-Tisza Tiszabecs és a Bodrog torkolata között húzódik (5. ábra), a Körös torkolatáig tart a Közép-Tisza, végül pedig Csongrádtól a szerb határig tart az Alsó-Tisza (Lászlóffy 1982). Továbbiakban a Tisza teljes szakasza alapján lehatárolt Felső-Tiszát fogom használni, mivel az általam vizsgált folyószakasz az ukrán oldalon lévő Tiszasásvár és a magyar-ukrán határszakasz jobb partján található Tiszakóród között helyezkedik el.



5. ábra: A Felső-Tisza mellékfolyói és vízgyűjtője

A Felső-Tisza jelenlegi hidrológiai tulajdonságait jelentősen befolyásolja, hogy vízgyűjtőjén az erősen szélsőséges szárazföldi, az óceáni, illetve a mediterrán éghajlati zónák

hatásai is érvényesülnek (*Dunka et al.* 1996). A Tisza vízjárását jelentősen befolyásolja csapadék egyenlőtlen évi és területi eloszlása (*Lászlóffy* 1982). A legtöbb csapadék (1300-1400 mm/év) a Kárpátokban esik, míg az Alföld peremén ennek csupán fele hull (700 mm/év). A csapadék éven belüli eloszlása jelentősen befolyásolja az árvizek rendszerességét, valamint azok tartósságát. A Felső-Tisza vízgyűjtő területének a legnagyobb részét vízzáró kőzetek és az azokat takaró vízzáró talajok borítják, amik az árvizek kialakulásában fontos szerepet játszanak. A Felső-Tiszán kialakuló árvizeket több típusba lehet sorolni aszerint, hogy azokat mi táplálta: így előfordulnak (1) hóolvadásból, (2) esőből, vagy ezeknek a (3) kombinációjából táplálkozó árvizek, de (4) a mellékfolyók egyidejű áradása is okozhat extrém árvizeket (*Andó* 2002). Ezeknek a tényezőknek a kombinálódására jó példa az 1999-es árvíz, amikor a hóolvadás miatti telt mederre futott a lehullott nagymennyiségű eső okozta árhullám, majd az ugyancsak áradó Bodrog miatt Tokajnál új rekordvízállással tetőzött a Tisza (*Konecsny* 2006). Tehát a legnagyobb vízszintű árvizek akkor alakulnak ki a Felső-Tiszán, amikor a téli hóolvadás okozta telt meder fogadja a tavaszi-nyári eleji intenzív esőzések előidézte árhullámokat (*Andó* 2002). A megfigyelések szerint amennyiben a csapadék intenzitása 60 mm/nap feletti, akkor rendkívül magas árvíz alakulhat ki az ukrainai Királyháza és a Tiszaújlak közötti szakaszokon. Ez az elmúlt száz évben háromszor fordult elő, ekkor viszont minden esetben rekord szintű árvizeket okozott (*Homokiné* 2011). A jövőt tekintve az előrejelzések nem túl biztatóak, ugyanis *Gönczy et al.* (2004) számításai alapján, az elkövetkezendő két-három évtizedben az évi csapadékösszegben 6-18 %-os növekedésre lehet számítani a Felső-Tisza vízgyűjtőjén. Ráadásul a csapadék szélsőségei is növekednek, ezért egyre nagyobb a valószínűsége a hirtelen nagy csapadék okozta árvizek kialakulásának.

Az évi közepes vízhozam mértékét a lejtésviszonyok, a csapadékeloszlás, valamint vízgyűjtőterület nagysága mellett – különösen az ukrainai Felső-Tiszán – jelentősen befolyásolják a mellékfolyók (Visó, Iza, Batár), hiszen a szállított vízmennyiségük közel áll a Tiszáéhoz (*Lászlóffy* 1982). A közepes vízhozam értéke Rahótól (47 m³/s) Vásárosnaményig (330 m³/s) a mellékfolyók becsatlakozása miatt hétszeresére nő. Az árhullámok idején az árvízi hozam értéke 3000-4000 m³/s is lehet, míg a száraz, csapadékmentes nyári és őszi időszakban a kisvízi hozam 50 m³/s alá is csökkenhet, tehát a két érték között akár 80-szoros különbség is kialakulhat egy évben (*Konecsny* 2006).

A víz sebessége viszont fordítottan arányos a közepes vízhozammal, ugyanis a folyó legfelső szakaszán még 2-3 m/s a vízsebesség, majd az Alföld peremére érve 1,5-2 m/s-ra csökken az értéke. A vízsebesség értéke a közepes vízhozam értékéhez hasonlóan, árvízkor

jelentősen megnövekszik, ugyanis Tiszabecsen a sebesség értéke 1 m/s-ról 4 m/s-ra növekedhet egy-egy árhullám idején (*Lászlóffy* 1982).

A Felső-Tiszán a 19-20. századi szabályozási munkák következtében egyre újabb negatív vízállás rekordok születtek. Az évi legkisebb vízszint alakulása arra utal, hogy a kanyarulat-levágások miatt a Tisza intenzíven bevágódott, ami a kisvizek szintjének a süllyedéséhez vezetett (*Kvassay* 1902). A vízállás csökkenése azonban nem volt azonos mértékű, hiszen míg Husztnál csak -84 cm, addig Tiszabecsnél -262 cm az LKV értéke. A mért legnagyobb víz (LNV) szintje a hullámtér leszűkítése, vagyis az árvízvédelmi töltések megépítése óta folyamatosan növekszik. Például Tiszabecsnél és Tivadarnál 1947 és 2001 között a LNV szintje 1,5 méterrel nőtt (*Konecsny* 2002), ugyanakkor a Tisza ukrán szakaszán Husztnál saját elemzésem alapján 1,1 méterrel.

A Tisza által szállított hordalék mérete és mennyisége a forrásvidéktől az alföldi kis esésű szakasz felé folyamatosan változik. A szállított fenékhordalék nagysága összefüggésben van a Tisza esésével. A hegyvidék nagy esésű (25-50 m/km) szakaszán a folyó óriási sziklatömbök között kanyarog, majd Rahónál a Fekete- és Fehér-Tisza egyesülésénél az esés 5 m/km-re csökken, így a szállított fenékhordalék itt már nem haladja meg a 150-200 mm-t. Királyházánál még ökölnyi nagyságú, ám már lekerekített kavicsok alkotják a fenékhordalékot. A Visó beömlésénél ugyan nagymértékben megnövekszik a vízhozam, ugyanakkor az esés már csak 2 m/km. Ezután Nagybecskótól a folyót széles, sekély, szigetekkel és kavicsból álló zátonyokkal tarkított meder jellemzi. A Borsava torkolatánál a tovább csökkenő esés (13 cm/km) miatt már csak mogyorónyi nagyságú kavicsok alkotják a fenékhordalék jelentős részét. Tovább távolodva az esés még tovább csökken, a Szamos torkolatánál mindössze 8 cm/km, így a fenékhordalék szemcsemérete Tivadarnál már csak 0,25 mm. Más a helyzet a lebegtetett hordalék alakulásával, ennél ugyanis a töménység (Tivadar: 139 g/m³; Vásárosnamény: 342 g/m³) és a hordalékhozam (Tivadar: 30 kg/s; Vásárosnamény: 111,2 kg/s) is a Tisza alsóbb szakasza felé folyamatosan növekszik, egyenes arányban a vízhozammal (*Lászlóffy* 1982).

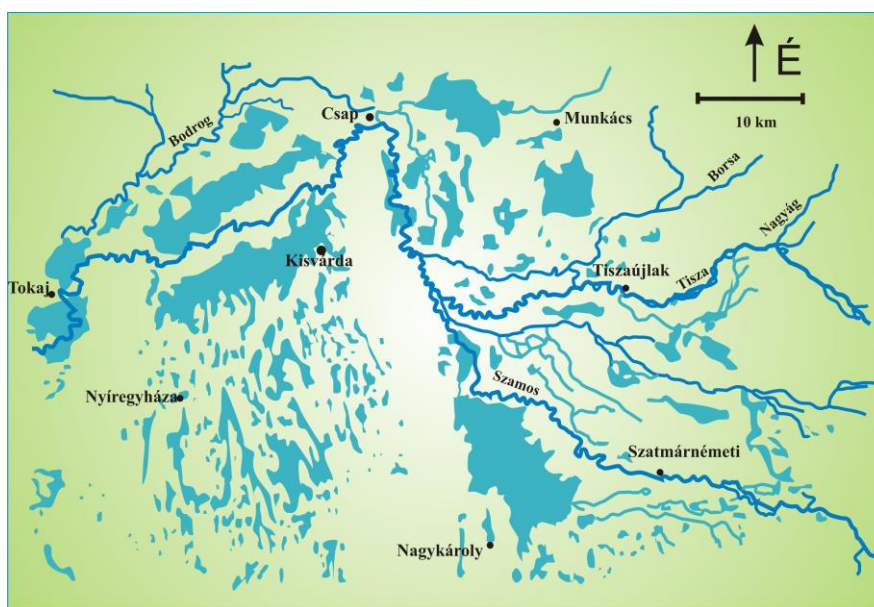
3.3. A Felső-Tisza szabályozása

A Tiszának és mellékfolyóinak a szabályozása és az ahhoz szorosan kötődő ármentesítési és lecsapolási munkálatok hazánk természeti viszonyainak eddigi legnagyobb átalakítását jelentették (*Somogyi* 2000). A nagymértékben megváltoztatott hidrogeográfiai

környezet feltárása, valamint a meder és az ártér szemiantropogén folyamatainak elemzése és értelmezése a mai napig folyamatos kihívást jelent a kutatók számára (Babák 2010).

3.3.1. A Felső-Tisza szabályozásának és ármentesítésének jellemzői

A még szabályozatlan, emberi beavatkozástól mentes Felső-Tiszát a maitól jelentősen eltérő vízrajzi állapotok jellemezték (6. ábra). A 17-18. századi térképlapok tanúsága szerint a Felső-Tisza határon túli- és belüli szakaszát rendkívül szeszélyesen változó, éles kanyarulatok jellemezték. A kanyarulatok és mellékágak helyzetüket gyakran változtatták, illetve a gyors kanyarulatfejlődés miatt miután hurokszerűvé váltak a nyakuknál lévő keskeny földszávot az árvizek gyakran átszakították, így nagyszámú holtág (morotva) kísért a folyót. A gyorsan erodálódó homokos partoknál a kanyarulatok életideje csupán 50-60 év volt (Vázsonyi 1973). Ilyen természetesen létrejött holtágak létrejöttét a jelenlegi erősen szabályozott, mélyen bevágódott medrek már nem teszik lehetővé (Hernesz és Kiss 2011).



6. ábra: A Felső-Tisza vidék vízfolyásai és vízzel borított területei az ármentesítések előtt (Mike 1991 alapján)

A szabályozások előtti időkben a házi- és kézműipar, valamint a malomipar jellemezte a Tisza menti községek megélhetésének az alapját. A települések csaknem mindegyikében megtalálhatóak voltak a száraz- és vízimalmok. A 18. század közepére azonban általános problémává vált a vízimalmok okozta elmocsarasodás, így azok megsemmisítését rendelték el. A Felső-Tisza fontos szerepet játszott a vízi közlekedésben is, ugyanis az Alföldre így

juthatott le a máramarosi bányák sója, illetve a hegykoszorú nyersanyagai (*Vázsonyi 1973, Dunka et al. 1973*).

A 18. század végére Magyarországon a korábbi gabona konjunktúrát egy általános mezőgazdasági konjunktúra váltotta fel, így jelentős kiterjedésű új szántókra volt szükség. Ráadásul Magyarország népessége 100 év alatt jelentősen nőtt, ami tovább fokozta az új termőföldek iránti igényt. A 19-20. századi ármentesítési munkálatok megkezdését részben az új területek művelés alá vonása, részben az erdőirtások által generált egyre növekvő árvizek kivédése indokolta, amelyek a meglévő termőföldek egy részét is gyakran elárasztották (*Somogyi 2000*).

Az első, lokális ármentesítési munkák már a 18. században elkezdődtek a Felső-Tiszán. Ezek a Tisza mindkét oldalán meglévő régi töltések megyei vagy községi önerővel épültek, és egyben ezek biztosították a települések közötti összeköttetést is. Ezt követően 1846-ban az elsők között alakult meg a Bereg Megyei Ármentesítő Társulat, aminek köszönhetően már a Vásárhelyi által megadott műszaki irányelvek alapján elkészült a Borzatorok és Tarpa (1849), majd a Lónya és Mátyus közötti töltésszakasz (1855-1856), amit végül a Csapig terjedő (1876) töltés kiépítése követett, ahol csatlakozott a Bodroghközi Ármentesítő Társulat töltéséhez (*Vázsonyi 1973*). A legkésőbb a mai ukrán szakasz védvonalrendszerének a kiépítésére került sor, hiszen Tiszaújlak és Királyháza közötti ártéri öblözetet csak 1940-1941-ben ármentesítették (*Lászlóffy 1982*). Ezután az árvízvédelmi töltések fejlesztése 1998-ig váratott magára. Az ezt követő évtizedben viszont átlagosan 200 cm-el emelték meg Ukrajna Tisza menti töltésrendszerét, ami azt jelenti, hogy a fejlesztett ukrán jobb parti töltés 180-200 cm-el van magasabban a Magyarországon előírtakhoz képest (*Nagy 2012*), így az ukrán területek ma jóval nagyobb árvízi biztonsággal rendelkeznek, mint a magyar oldal.

Az árvízvédelmi töltések megépítésével párhuzamosan az árhullámok gyorsabb levezetése érdekében megkezdték a Felső-Tisza kanyargóságának a csökkentését is (*Kvassay 1902, Vázsonyi 1973*). Az első kanyarulat-átmetszés 1853-ban történt a Felső-Tiszán, majd a szükséges kanyarulatokat 1864-ig le is vágták. Ez idő alatt Tiszaújlak és Vásárosnamény között 14 kanyart sikeresen vágtak át, ami a szakasz 87,2 km-es hosszát 54,5 km-esre rövidítette. Azonban 1898-ig az átmetszett meandereknek mindössze 60 %-a vált anyamederré, 20 %-a még fejlődésben volt, a maradék 20 % pedig rosszul, vagy egyáltalán nem fejlődött ki a Tiszabecs és Lónya közötti szakaszon (*Vázsonyi 1973, Lászlóffy 1982*).

Mivel a Felső-Tiszának viszonylag nagy az esése és a meder is laza anyagba ágyazott, ezért a kanyarulatok tovább fejlődtek és helyzetük jelentősen változott. Mivel a kanyarulatok oly mértékben vándoroltak, hogy jelentősen megközelítették a part menti településeket és az

árvízvédelmi töltéseket, kőszórással bebiztosították a hazai folyószakasz kanyarulatainak háromnegyedét (Iványi 1948, Vázsonyi 1973).

3.3.2. A Felső-Tisza szabályozásának és ármentesítésének a következményei

A mederszabályozás és az ármentesítés nemcsak a hidrológiai viszonyok megváltozásához vezettek, de befolyásolták és átalakították a formakincset, a természetes növényzetet és talajtakarót, az élőlények ökológiai feltételeit és még a mikroklimát is (Somogyi 2000).

A kanyarulatok átmetszése a Felső-Tiszán jóval nagyobb esésnövekedést okozott, mint az Alsó-Tiszán, hiszen a folyó a felsőbb szakaszán jóval kanyargósabb volt, így több átvágásra (64) volt szükség, mint a Tisza alsó (7) szakaszán (Vázsonyi 1973, Fiala és Kiss 2006). Ennek köszönhetően 1876-ig a Felső-Tiszán 2,4-2,2 cm/ km-rel nőtt az esés, míg az Alsó-Tiszán csupán 0,4 cm/km-rel (Botár és Károlyi 1971). A levágott kanyarulatok következtében az átmetszések befejezésig a megnövekedett esés miatt a meder jelentősen bevágódott, ami így a kisvízszint süllyedését (Tiszaújlak: 75 cm; Mezővári: 132 cm) eredményezte, ezzel együtt viszont a meder szélesedett, ami az árvizek kedvezőbb levonulását segítette elő (Kvassay 1902, Fekete 1911). A bevágódás okozta kisvizek süllyedése azonban az ezt követő évtizedekben is tartós jelenség volt, ami részben a csapadékszegény időjárással, részben pedig a vízsebesség növekedésével magyarázható. A kisvízszint süllyedését tovább fokozta a 20. század második felében az ukrán szakaszon történt intenzív kavicsbányászat. (Illés és Jeckó 1992).

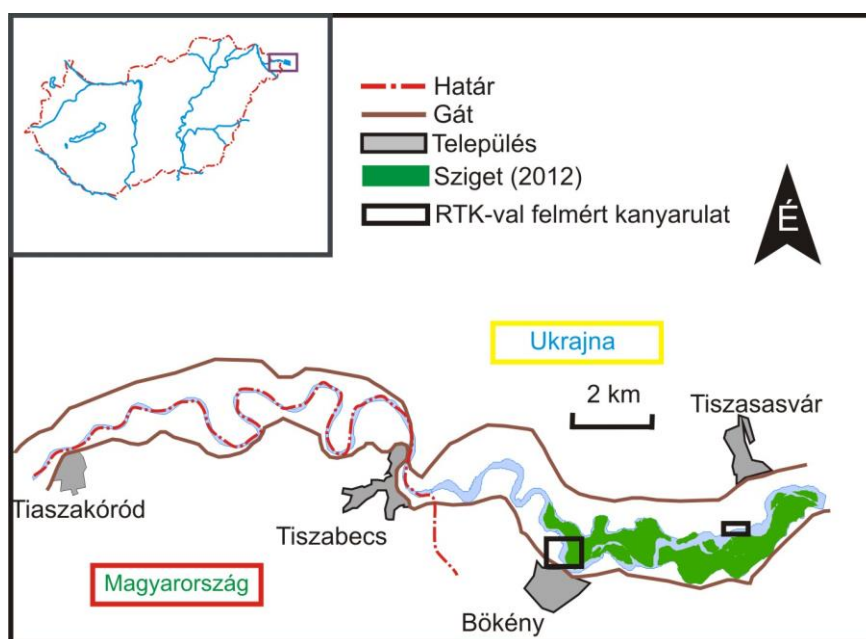
Ugyan az átvágások hatására kialakult nagyobb esés megrövidítette a Tiszán az ár hullámok levonulásának idejét, viszont vele együtt a megépített töltésrendszer miatt egy már leszűkített hullámtéren (1050 km²) kellett lehaladnia azoknak az árvizeknek, amelyek a szabályozások előtt jóval nagyobb hullámtéren (25850 km²) terültek szét. Ez az egyik magyarázata annak, hogy az ármentesítési munkálatok befejezése óta az árvizek egyre újabb rekordokat döntöttek meg. Ennek következményeként a Felső-Tiszán a 19. század óta több (Tarpa, Tivadar, Csap) gátszakadás is történt (Vázsonyi 1973, Konecsny 2002, Váradi et al. 2003). Az árvizek tendenciózus emelkedésére a kutatók több lehetséges magyarázatot adtak. A Felső-Tisza vízgyűjtőjén az erdőterületek változását és annak a folyó hidrológiájára gyakorolt hatását vizsgálva kiderült, hogy bár kis mértékben csökkent (17-20 %) az erdők területe, de az elmúlt évtizedek rekord árvizeinek (1998, 2001) kialakulásában nem volt szerepe (Konecsny 2002, 2005, Illés és Konecsny 2000, Gönczy et al. 2004, Lóki et al. 2004). Az árvizek emelkedésének másik lehetséges oka a szűk hullámtéren a szabályozások óta

akkumulálódott 0,2-1,1 m vastagságú üledék, ami tovább csökkentette a hullámtér vízvezető képességét (Vass 2007, 2009).

A napjainkra jellemző rekord magas és gyors árhullámok kialakulása miatt az árvízi biztonság megoldása a Vásárhelyi-terv továbbfejlesztésén keresztül valósulhat meg. A programban a Felső-Tiszán árapasztó megépítését, illetve a földhasználati formák megváltoztatásával hidraulikai folyosók létrehozatalát tervezik, melyek segíthetik a nagyvizek hatékonyabb és gyorsabb levezetését (Tóth 2006).

3.4. A részletesen vizsgált felső-tiszai folyószakasz

A vizsgált folyószakasz az ukrán oldalon lévő Tisasásvárnál kezdődik, majd a magyar-ukrán határt követve Tizsakóródnál ér véget (7. ábra). Teljes hossza 34 km, amiből a határon túli szakasz 16 km, míg a határvonalon futó 18 km hosszú. A későbbiekben a határon futó szakaszt magyar szakasznak neveztem, hogy a felső ukrán és az alsó közös határszakaszt egyértelműen elkülönítsem.



7. ábra: A vizsgált folyószakasz

A folyószakaszt jellemző vízhozam a tizsabecei szelvényben kisvízkor $19 \text{ m}^3/\text{s}$, közepes vízálláskor $190 \text{ m}^3/\text{s}$, nagyvízkor pedig $3940 \text{ m}^3/\text{s}$, azaz a kisvízi és nagyvízi vízhozam között 200-szoros a különbség. A víz sebessége kisvízkor 1 m/s , míg nagyvíz idején 4 m/s . A mintaterületen mért legkisebb víz (1992: -292 cm) és nagyvíz (2001: 736 cm) között 10 méternél több a különbség. A folyó által szállított lebegtetett hordalék töménysége

Tivadarnál 139 g/m^3 , a hordalékhozama 30 kg/s . Éves szinten a szállított hordalék mennyisége 918 ezer t/év, ami $73,3 \text{ t/km}^2/\text{év}$ -nek felel meg (Lászlóffy 1982).

Az ukrán és a magyar szakaszon az ármentesítési és szabályozási munkálatok ideje és mértéke eltérő. Amíg az ármentesítések a magyar szakaszon már a 19. század végén elkezdődtek, addig az ukrán oldalon csak a 20. század közepén épült ki a gátrendszer. A kiépített töltések szélessége a helyi adottságok függvényében a magyar szakaszon 300-2300 m között, míg Ukrajnában 500-2000 m között változik. A két szakasz közötti lényeges különbség a kis- és középvízi meder szabályozása. Noha a vizsgált (magyar) határszakaszon (18 km) csupán egy kanyarulatot vágtak le (1869), a Felső-Tisza teljes hazai szakaszán pedig 64-et, addig az ukrán oldalon egyetlen átmetszés sem történt (Botár és Károlyi 1971). Az esésnövekedés miatt a felgyorsuló parterózió meggátolására a vizsgált magyar szakaszon minden kanyarulatot partbiztosítással láttak el (Iványi 1941), emiatt folyószakasz 78 %-a partvédelmi művekkel biztosított. Mivel az ukrán oldalon a töltésrendszer később épült és a hullámtér is szélesebb, ezért a kanyarulatok csak az elmúlt évtizedekben közelítették meg olyan mértékben a töltésoldalakat, hogy azokat veszélyeztessék. Emiatt Ukrajnában jelenleg 4 kanyarulat van kőszórással és egy másik sarkantyúkkal biztosítva.

A 34 km hosszú szakaszon belül két kanyarulat külső ívének a hátrálását is részletesen vizsgáltam az ukrain Tiszasasvár és Bökény mellett. A tiszasasvári árvízvédelmi töltés 630 méterre van a felmért kanyarulat külső ívétől. A hullámtérre a fás vegetáció hiánya jellemző, ugyanakkor a mederben egy 6,6 ha területű, fás növényzettel sűrűn borított sziget is található. A bökényi kanyarulat külső ívének déli részét (500 m) sarkantyúkkal stabilizáltak, azonban a keleti része mai napig aktívan pusztul. A külső ív biztosított része 40 m-re, míg a szabadon fejlődő part 80-670 m-re található a töltéstől. A hullámtér érdekessége alacsony, mivel főleg legelő borítja.

4. Vizsgálati módszerek

A dolgozat célkitűzésének megfelelően a vizsgálataimat a Felső-Tisza hidrológiai változásainak értékelésével kezdtem. Ehhez a vizsgált szakaszhoz legközelebb eső huszti és tiszabecsi vízmércék adatait használtam fel. A huszti vízmércénél (776 fkm) 1953 óta végeznek vízszintmérést, azonban az adatsor hiányos 2002 és 2006 között. A tiszabecsi szelvényben (744,3 fkm) már 1924 óta van rendszeres vízállásmérés. Az elemzéshez az évi legnagyobb (NV), legkisebb (KV) és közepes (KöV) vízállásokat használtam fel. A napi adatok alapján tartóssági görbét készítettem, illetve a huszti (162,91 mBf) és a tiszabecsi (114,34 mBf) vízmérce között kiszámoltam a vízszint esését, amit 10 éves időszakokra bontva mutatok be.

A morfológiai változások elemzéséhez geoinformatikai módszereket alkalmaztam, azonban az ehhez használt térképi állományok nem volt azonosak a két szakaszon. Ennek oka, hogy amíg a meanderező magyar szakaszon 134 évet átfogó vízügyi felmérések térképlapjait (1842, 1890, 1929, 1976) és a Google Earth műholdfelvételt (2012) is fel tudtam használni, addig az ukrán szakaszon a vízügyi felmérések hiányában csupán a 2006-os és a meanderező szakasznál is használt 2012-es Google Earth műholdfelvétel állt rendelkezésemre. A magyarázata annak, hogy nem használtam az ukrán szakaszhoz a III. katonai felmérés térképlapjait az, hogy a vizsgálat szempontjából fontos mellékágak és szigetek nem voltak egyértelműen jelölve, továbbá a műholdfelvételek pontosságát messze nem közelítette meg. A nagy terület, valamint a minél nagyobb felbontás elérése érdekében a műholdfelvételeket több darabban El-Shayal Smart Web On Line programmal töltöttem le. Ennek előnye, hogy a felvételek letöltés után már vetületi rendszerben voltak, így csak át kellett transzformálni EOVB-ba, amihez polinomális transzformációt alkalmazva Erdas Imagine 9.1 szoftvert használtam. A transzformációt követően meghatároztam a műholdfelvételek hibaértékét, melyet a transzformált képi állomány és a referenciaként használt 1982-es 1:10 000-es digitális topográfiai térkép közötti átlagos eltolódás alapján határoztam meg. Feltüntettem az RMS (Root Mean Square) hibát is, valamint a műholdkép készítésének napján a Tiszabecsnél mért vízállást, amely a zátonyok mérése miatt fontos (3. táblázat).

3. táblázat: Az elemzés során felhasznált műholdfelvételek adatai

	Felmérés időpontja	Vízállás (cm)	RMS hiba	Átlagos pontosság (m)
Google Earth 2006	2006.07.05	-148	0,00161	2,2
Google Earth 2012	2012.04.05	-122	0,00154	2,1

A morfológiai változásokat jelző paraméterek számításához előbb digitalizáltam a partvonalakat, a szigetek és zátonyok körvonalát, melyhez ArcMap 10.1.-es szoftvert használtam. A változások kimutatásához először lemértem a szakasz hosszát, majd a kanyarulatok vándorlásának a mértékét. Ezeket a középvonal elmozdulása alapján határoztam meg, melyet a partok közötti távolság felét jelző pontokat összekötve vettem fel. Ez után meghatároztam az inflexiós pontokat majd a húr hosszúságát. Az inflexiós pontokat két kanyarulat között lévő egyenes szakasz felénél a középvonalra illesztettem, míg a húr két inflexiós pont közötti légvonalbeli távolság alapján definiáltam. Az inflexiós pontokat a középvonal mentén összekötve megkaptam a kanyarulatok ívhosszát. A felvett paraméterek segítségével meghatároztam a kanyarulatok fejlettségét, amit *Laczay* (1982) képlete alapján az ívhossz és a húrhossz hányadosával kaptam meg. A teljes folyószakasz kanyarulat-fejlettségét *Schumm* (1985) módszerét követve, a folyószakasz középvonala és két pontja közötti légvonalbeli távolság alapján adtam meg. A partvonalak futását követve behúztam a kanyarulatok csúcsát összekötő burkolóvonalat, melynek segítségével meg tudtam határozni a meanderező övezet területét.

Az zátonyokat a kisvíz szintje fölé emelkedő, de még növényzettel nem borított felszínként definiáltam, míg szigetnek a vegetációval borított és teljesen vízzel körülvett formát tekintettem. A folyószakaszon a zátonyok és szigetek sűrűségét a szigetek és a zátonyok hossza, valamint a főmeder középvonalának a hányadosaként számítottam ki. Az ukrán szakaszon a műholdfelvételeket kiegészítettem 2014.augusztusában nagy pontosságú (1-3 cm) RTK-GPS mérésekkel. A külső ív pusztuló partvonalát 1 méterenként mértem fel Tiszavasvárnál és Bökénynél, a két kanyarulatban összesen 370 pontot véve fel.

5. Eredmények

A folyószakaszon történt morfológiai változások értékeléséhez, először a huszti és tiszabecsi vízmérce alapján a szakasz hidrológiai paramétereit elemzem. Ezt követően előbb a meanderező magyar szakasz hossz távú (1842-2012) alakulását értékelem, majd a vándorló ukrán szakasz rövid távú (2006-2014) fejlődését vizsgálom.

5.1. Hidrológiai változások a Felső-Tisza Huszt és Tiszabecs közötti szakaszán

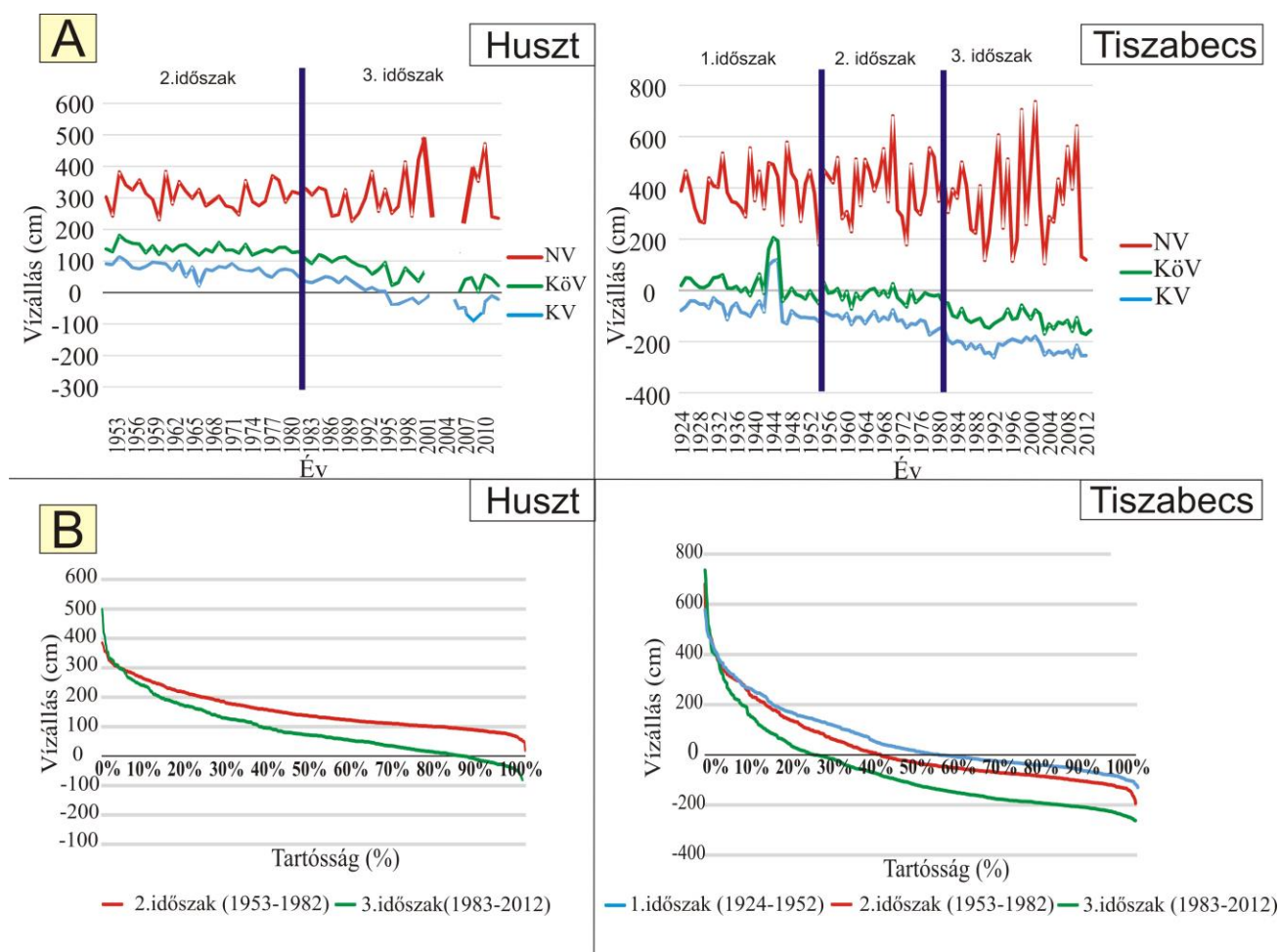
A folyók fő hidrológiai paraméterei utalnak a mederben zajló eróziós és akkumulációs folyamatokra, ezért a mintaterületemhez eső legközelebbi két vízmérce (Huszt, Tiszabecs) alapján megvizsgáltam a mederformálás szempontjából fontos kis- és nagyvizek változását, majd értékeltem a folyószakaszon bekövetkezett változásokat.

A vízállásadatok elemzése során a huszti adatok alapján kettő, míg a tiszabecsi adatsorban három jellegzetes időszakot különítettem el. Az időszakok eltérő számának az az oka, hogy amíg a huszti szelvényben 1953-tól van rendszeres vízállás mérés, addig Tiszabecsnél már 1924 óta, tehát 29 évvel hosszabb adatsor állt rendelkezésemre. A tiszabecsi első időszakot (1924-1952) nem tudtam összehasonlítani a huszti adatokkal, ugyanakkor a hosszú távú változások értékeléséhez fontos adatként szolgál. A két vízmérce összehasonlítást így a második (1953-1982) és harmadik (1983-2012) időszak alapján végeztem (8. ábra).

A nagyvizek alakulását értékelve megállapítható, hogy az időszakok legkisebb és legnagyobb éves nagyvizei közötti különbség növekedett. Tiszabecsnél az 1. időszakban a nagyvizek szintje 270 cm és 578 cm között változott, tehát a vízjáték 208 cm volt. Ezt követően a 2. időszakban már 178 cm és 680 cm közötti változott a nagyvízszint, tehát 502 cm-re emelkedett (69 %) a nagyvízjáték. A 3. időszakban a nagyvizek szintje 104 cm és 736 cm között volt, így a 2. időszakhoz képest 130 cm-rel (32 %) 632 cm-re emelkedett a nagyvizek közötti különbség. Husztnál is nőtt a nagyvizek vízjátéka, azonban jóval kisebb mértékben mint Tiszabecsnél, hiszen az második (137 cm) és harmadik időszak (250 cm) vízjátéka között csupán 123 cm volt a különbség. A vizsgált időszakok éves nagyvízi átlaga Tiszabecsnél a második időszakra 11 cm-el növekedett, majd a 3. időszakra 16 cm-el lett alacsonyabb annak ellenére, hogy az előző időszakokhoz képest többször (1998: 705 cm, 2001: 736 cm) megdőlt meg az LNV rekord. Husztnál Tiszabecssel ellentétben a 3. időszakra átlagosan 23 cm-el emelkedtek a nagyvizek (1998: 414 cm; 2001: 497 cm). Összességében mind a két vízmércénél jelentősen nőtt a nagyvizek szintje, ugyanakkor a 20. század közepe

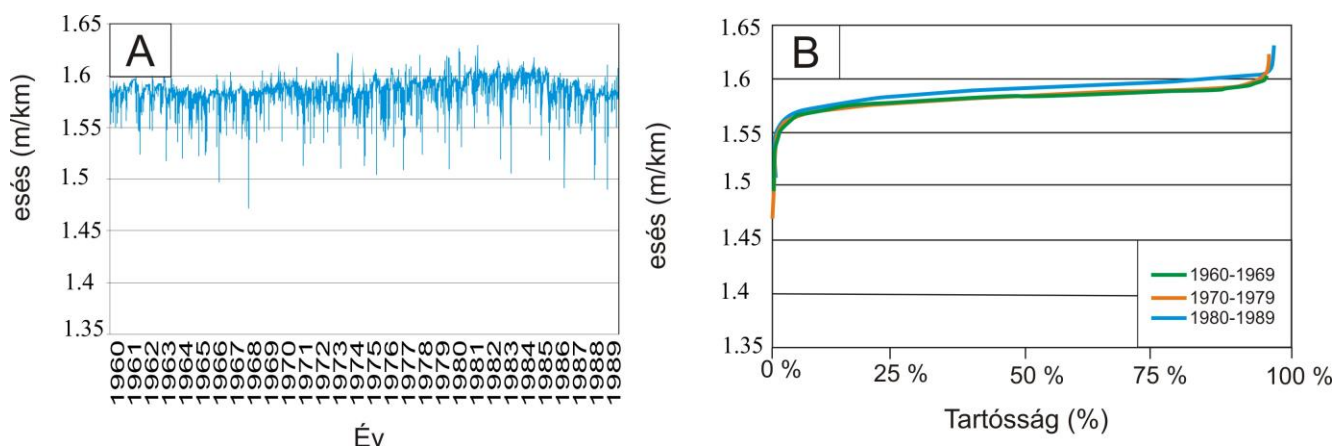
óta Husztnál (1955:383 cm → 2001:497 cm) csupán 1,1 méterrel nőtt LNV szintje, míg Tiszabecsnél (1947: 578 cm → 2001:736 cm) 1,6 méterrel.

Tiszabecsnél az éves kisvízszintek az 1. időszakban (átlag: -57 cm) 1941-ig -41 cm és -112 cm között mozogtak, majd vélhetően egy csapadékosabb időszaknak köszönhetően 1942 és 1945 között 98-115 cm közé emelkedtek. Viszont az teljes időszakot tekintve a kisvizek tendenciózus süllyedése volt jellemző. Ezt követően a 2. időszakban a vízszint csökkenése tovább folytatódott. Ekkor Husztnál az időszak átlagos évi kisvízszinte 75,8 cm, míg Tiszabecsnél -119 cm volt, azonban az első időszakhoz képest a süllyedés egyenletesnek tekinthető. A 3. időszak elejétől (1980-as évek) 2012-ig mind a két szelvényben drasztikus vízállás csökkenés volt megfigyelhető, mivel Husztnál az átlag kisvízszint 76 cm-el, míg Tiszabecsnél 106 cm-el lett kisebb az előző időszak átlagához képest. Ugyanakkor a LKV Husztnál ötször (1992: 7 cm, 1994: 4 cm, 1996: -40 cm, 2006: -51 cm, 2009: -84 cm), míg Tiszabecsnél csupán háromszor (1982: -208 cm, 1985: -229 cm, 1992: 262 cm) dőlt meg. A tiszabecsi szelvényben észlelt kisvízszint csökkenéshez azonban hozzá kell tenni, hogy a 1992-2002 között a kisvizek vízállása átlagosan 50 cm-el feljebb voltak, majd ezután hirtelen újból az 1980-as évek eleji szintre csökkentek. A kisvizek süllyedését a vízállások tartósságának a hossza is alátámasztja, hiszen amíg Husztnál a 2. időszakban a 100 cm-nél kisebb vízállások csupán az időszak 10 %-ában fordultak elő, addig a 3. időszakban már tartósságuk 43 %-ra növekedett. Tiszabecsnél az 1. időszakban 45 %-ban volt 0 cm alatt a vízszint, ami a 2. időszakban 60 %-ban, majd a 3. időszakban 75 %-ra emelkedett. Tehát a kisvízszint az 1980-as évekig egyenletesen, majd vélhetően emberi beavatkozások miatt drasztikusan csökkenni kezdett.



8. ábra: A huszti és tiszabecsi szelvény éves jellegzetes vízállásai (A) és a vízszintek tartóssága (B) a különböző időszakokban (adatforrás: FETIVIZIG)

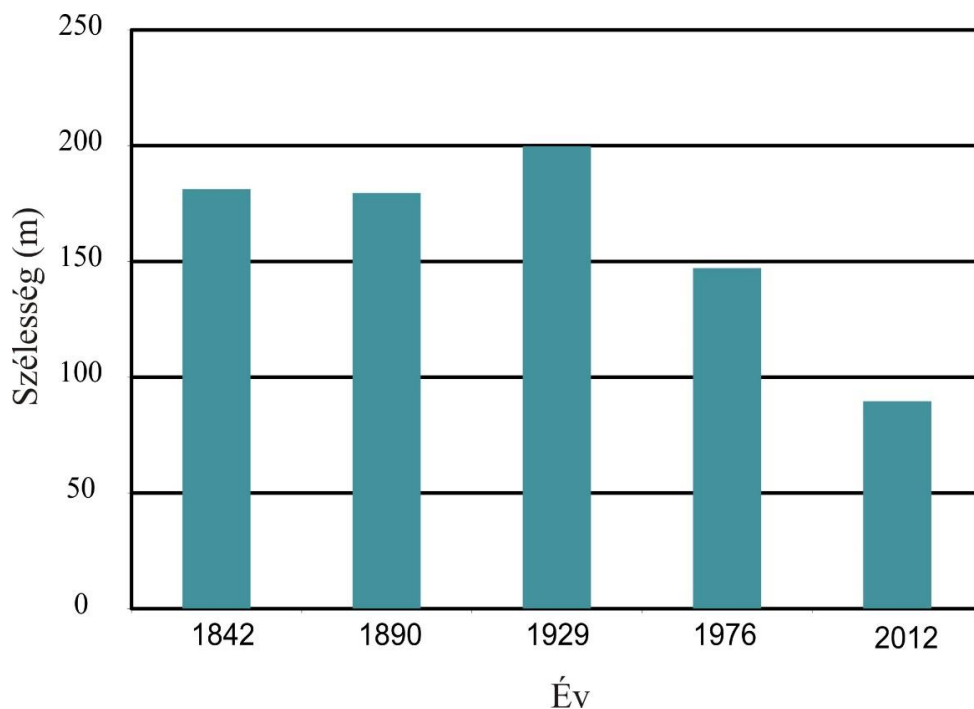
A három időszak adatai azt mutatják, hogy csak az 1980-1989 közötti időszakban változott az esés (+1 cm/km), annak ellenére, hogy Tiszabecsnél 71 cm-el csökkentek a kisvizek, míg Husztnál csupán 24 cm-el (9. ábra). Csak a kisvizeket alapul véve ez azt jelentené, hogy az esésben jelentős változásoknak kellett volna lezajlania. Az ellentmondás azzal magyarázható, hogy a két vízmércénél a meder jelentősen különbözik. Míg Husztnál a meder rendkívül széles és sekély, addig Tiszabecsnél viszont szűk és mélyen bevágódott. Ez azt jelenti, hogy Husztnál egységnyi térfogatú víz csökkenése jóval kisebb vízszintcsökkenést eredményez mint Tiszabecsnél, ami megmagyarázza, hogy a két vízmérce közötti jelentős kisvízszint süllyedés ellenére mért nem változott az esés.



9. ábra: A huszti és tiszabecsi vízmércék közötti esés (A) és az esések tartóssági görbéje a különböző időszakokban (B) 1960 és 1989 között (adatforrás: FETIVIZIG)

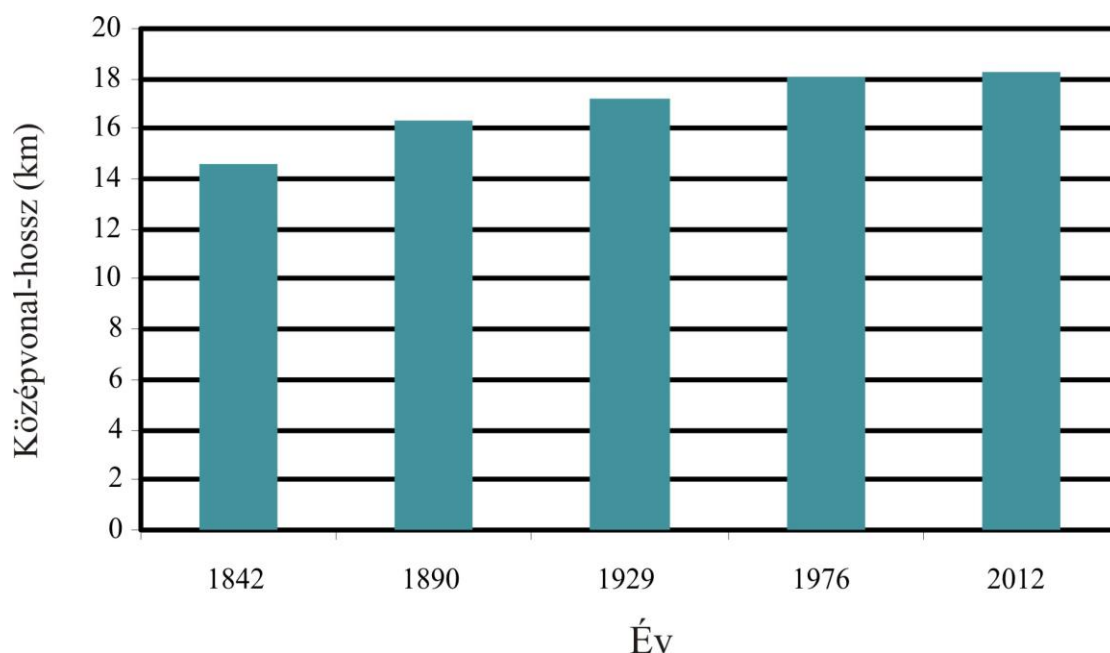
5.2. A meanderező határszakasz hosszútávú mederalakulása

A legnagyobb változás a vizsgált szakaszon a mederszélességében történt, hiszen napjainkra több mint a felére csökkent (10. ábra). A folyószakaszt a beavatkozások előtt (1842) széles (181 m), természetesen fejlődő meder jellemezte, majd 1890-ig a meder átlagos szélessége 14 méterrel csökkent. A szakasz szűkülésének oka az átmetszés során kialakított keskeny vezérárok volt, ami ekkor még nem érte el maximális szélességét. A meder egyensúlya 1929-ig helyreállt, hiszen újból szélesedni kezdett, majd a szabályozások előtti szélességet is meghaladva 200 méterre tágult. A partbiztosítások kiépítésének az időszakában (1929-1976) az átlagos szélesség (147 m) jelentősen csökkent (összesen: 10 %, üteme 1,1 m/év). Ezt követően 2012-ig a szűkülés üteme tovább gyorsult (1,5 m/év), amivel meder átlagszélessége 1976-hoz képest 89 méterre csökkent (40 %). A mederszűkülés mértéke a Tisza alsó szakaszához képest jóval nagyobb mértékű volt, ami a folyószakasz hordalékhozamával hozható kapcsolatba. Az 1980-as években elkezdett intenzív – főleg Ukrajnára jellemző – kavicskitermelés miatt az alsóbb szakaszon a víz eróziós képessége felerősödött, a hordalék termelése megnövekedett, és emiatt a folyó bevágódott. A partok szűkülését elősegíthette az is, hogy az így termelődő hordalék egy részét a sűrű partmenti növényzet megkötötte, így a lerakódott hordalék stabilizálódni tudott. A szűkülési folyamatot tovább erősítették a folyamatosan épülő övzátonyok. A velük szemben lévő külső íveket a magyar szakaszon kőszórással stabilizálták, így a part nem tudott az épüléssel párhuzamosan hátrálni. Végeredményként a folyószakaszon 56 %-os átlagos mederszűkülés történt.



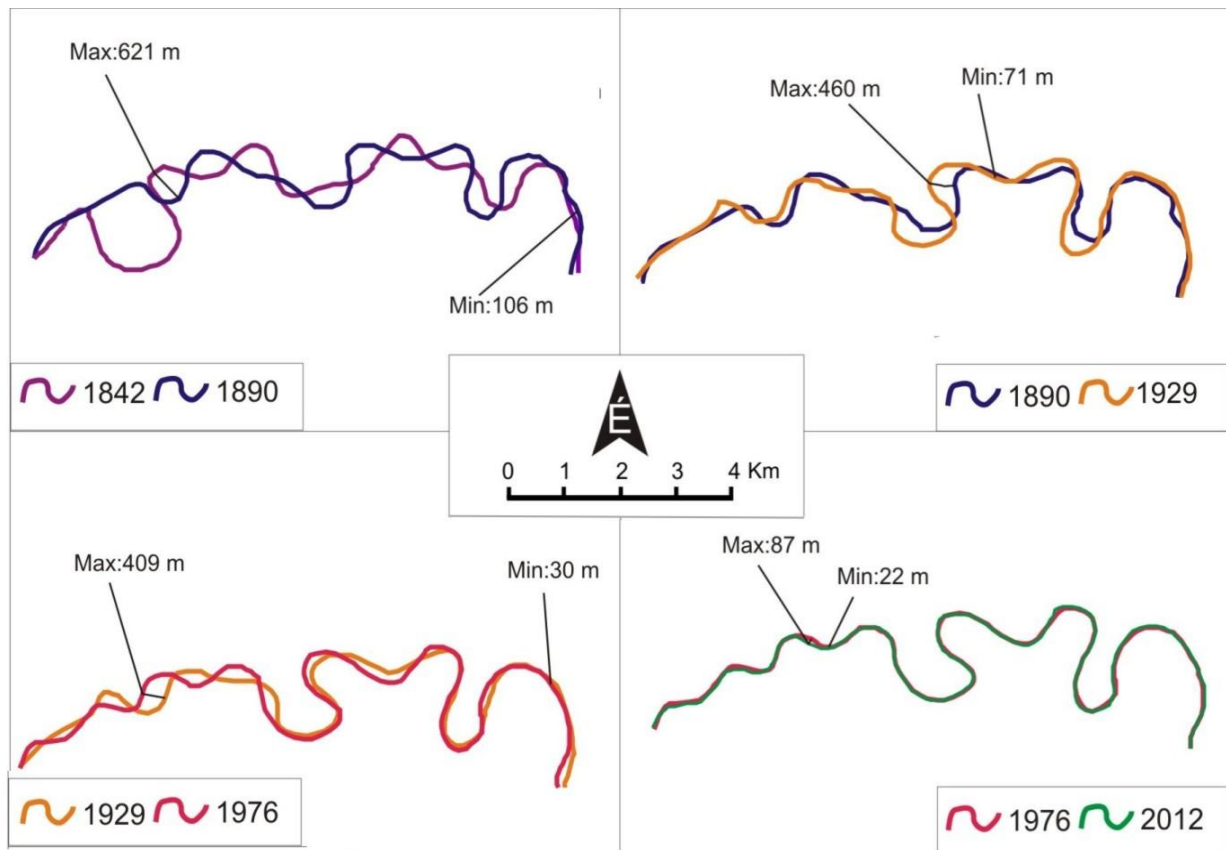
10. ábra: A meder átlagos szélességének a változása

A vizsgált szakasz középvonalának hossza 1842 és 2012 között jelentősen növekedett (11. ábra). A szabályozások előtti, 1842-es térképi állományon a folyószakasz hossza 14,6 km, illetve kanyarulatok száma 12 volt. Ezt követően 1890-ig ugyan egy kanyarulatot átvágtak, azonban ennek ellenére a középvonal hossza 665 méterrel (4,4 %) növekedett (13,6 m/év), illetve egy új kanyar jött létre. A középvonal 1926-ig tovább nőtt 2 km-rel (+10 %), valamint egy újabb kanyarulat képződött, a hossz-növekedés üteme pedig 55 m/évre gyorsult. Ennek magyarázata a megnövekedett esés okozta munkavégző képesség növekedése, ami felerősítette a kanyarulatképződést. Ezután 1976-ig a középvonalának hosszának növekedése folytatódott (+900 m), ugyanakkor annak üteme 18,3 m/évre lassult. A partbiztosítások kiépítése miatt 1976 és 2012 között a növekedés mértéke (163 m) és üteme (4,4 m/év) is jelentősen csökkent, mivel a folyószakasz összes kanyarulatának a külső ívét kőszórással stabilizálták, ezzel megakadályozva a kanyarulatok további megnyúlását.



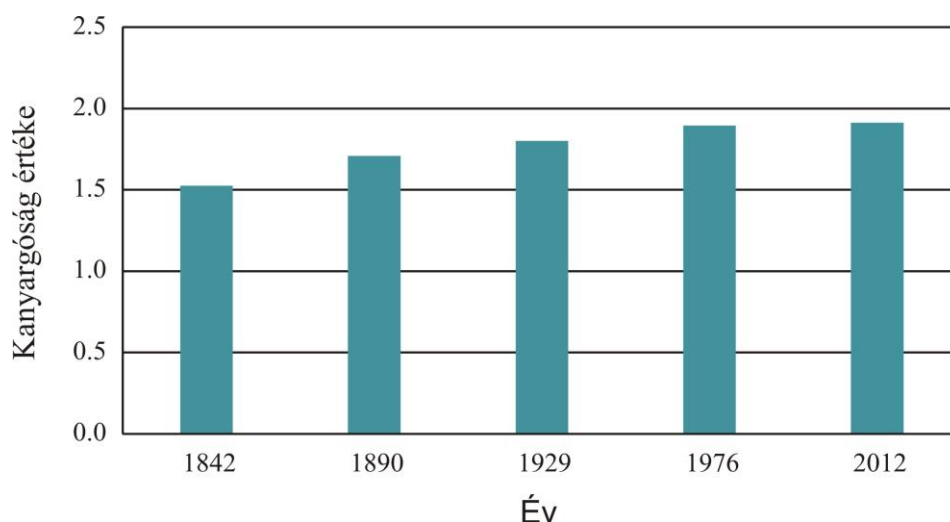
11. ábra: A vizsgált folyószakasz középvonalának változása

A kanyarulatvándorlás mértékének vizsgálata azt mutatja, hogy a folyószakasz oldalirányú elmozdulása a vizsgált 170 évben térben és időben eltérően zajlott. (12. ábra). A legnagyobb mértékű kanyarulat-elmozdulás a szabályozások időszakában (1842-1890) történt, hiszen középvonal legnagyobb eltolódása 621 m (12,9 m/év), a legkisebb 106 m (3,3 m/év), az átlagos eltolódás pedig 347 m (7,2 m/év) volt. A levágott kanyarulatot nem tekintetem kanyarulatvándorlásnak, mivel a középvonal változása nem természetes úton történt. Az 1890-es felmérést követő 37 évben mérséklődött középvonal eltolódása, hiszen a minimum 71 m, a maximum 460 m, az átlag 197 m (5,3 m/év) volt. Tehát a kanyarulatok átlagos eltolódásának mértéke 1929-ig 43 %-al csökkent. A folyószakaszon lévő kanyarulatvándorlás 1929 és 1976 között (3,5 m/év) az 1890-1929-es időszak átlagához képest mindössze 20 m-el (11 %) csökkent. Ekkor a mért a legnagyobb kanyarulat-elmozdulás 409 m, míg legkisebb pedig 30 m volt. Ezután 1976 és 2012 között a maximum m 87 méterre, a minimum 22 méterre, az átlag elmozdulás pedig 39,8 méterre (1,1 m/év) csökkent. A partbiztosítások kiépítését követően a középvonal-elmozdulás folytatódásának az oka, hogy ugyan a kanyarulatok külső ívét stabilizálták, ugyanakkor a velük szemben lévő övzátonyok folyamatosan épülnek, amivel a középvonal további eltolódását okozzák.



12. ábra: A kanyarulatok oldalirányú elmozdulása a különböző időszakokban

A folyószakasz kanyargóságát Schumm (1985) módszerével, azaz a középvonal hosszának és a folyószakasz két végpontja közötti légvonalbeli távolság hányadosaként számítottam ki (13. ábra). A vizsgált szakasz kanyargósága a szabályozások előtt (1842) 1,5 volt, majd 1890-re a felerősödött parterózió hatására elkezdődött kanyarulatfejlődés miatt 1,7-re emelkedett, annak ellenére, hogy egy túlfejlett kanyarulatot ($\beta=2,1$) átmetszettek. A kanyargóság 1927-ig tovább növekedett (1,8), ugyanakkor az üteme az 1842 és 1890 közötti változáshoz képest lelassult. Az 1976-os évig még tovább emelkedett a kanyargóság értéke (1,9), majd 2012-ig már nem változott.

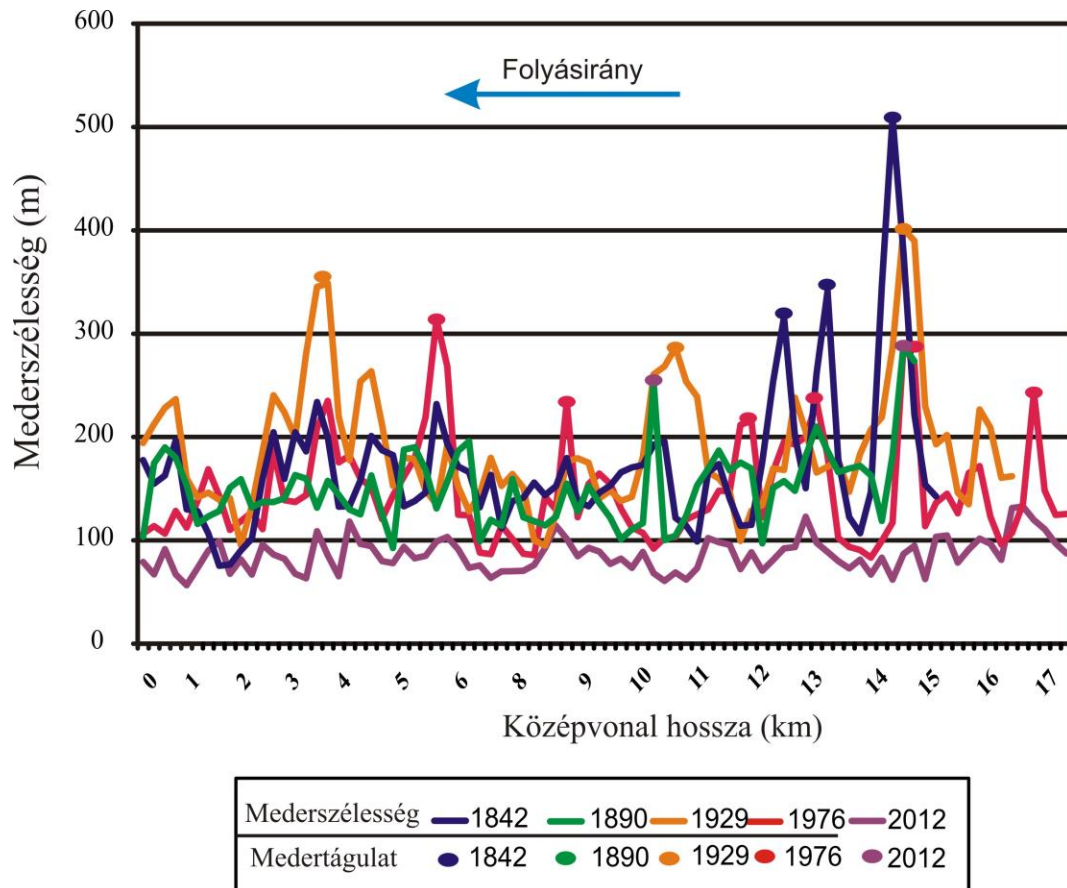


13. ábra: A folyószakasz kanyargóságának a változása

A kanyargóság térbeli változását a meanderek csúcspontjait összekötő burkolóvonal területe jelezi, hiszen minél nagyobb az értéke, annál nagyobbak és fejlettebbek a meanderek, a kis burkolóterület pedig a kis kanyargóságra utal. A vizsgált időszakban a legnagyobb burkolóvonal-terület (832,6 ha), a szabályozások előtt volt, mivel ekkor még aktív volt az 1890-ben átvágott nagyméretű kanyarulat, ami nagymértékben növelte a meanderöv szélességét. A szabályozásokat követően (1890) a már átmetszett kanyarulat miatt a burkolóvonal területe 12 %-al 740,2 hektárra csökkent. Ezt követően a kanyargóság növekedésével a burkolóvonal területe is növekedni kezdett, így 1929-ig 4,4 %-al (+25 ha), 1976-ig pedig további 7 %-al (+56 ha) nőtt. A változás iránya 2012-re megfordult, mivel a burkolóvonal területe 3 %-al (-25 ha) lecsökkent. Ennek az egyik oka, hogy a folyószakasz folyásirányban való alsó részén (az átvágás miatt kiegyenesített szakaszon), egy kanyarulat déli csúcspontjában található sziget mellékága feltöltődött, majd a partba olvadt, ezzel pedig a kanyarulati csúcspont 84 méterrel ÉNy irányába áttevődött. Ezzel párhuzamosan a szomszédos kanyarulat külső ívének csúcspontja 98 méterrel tolódott déli irányába, ami ugyancsak elősegítette az övezet területének a csökkenését.

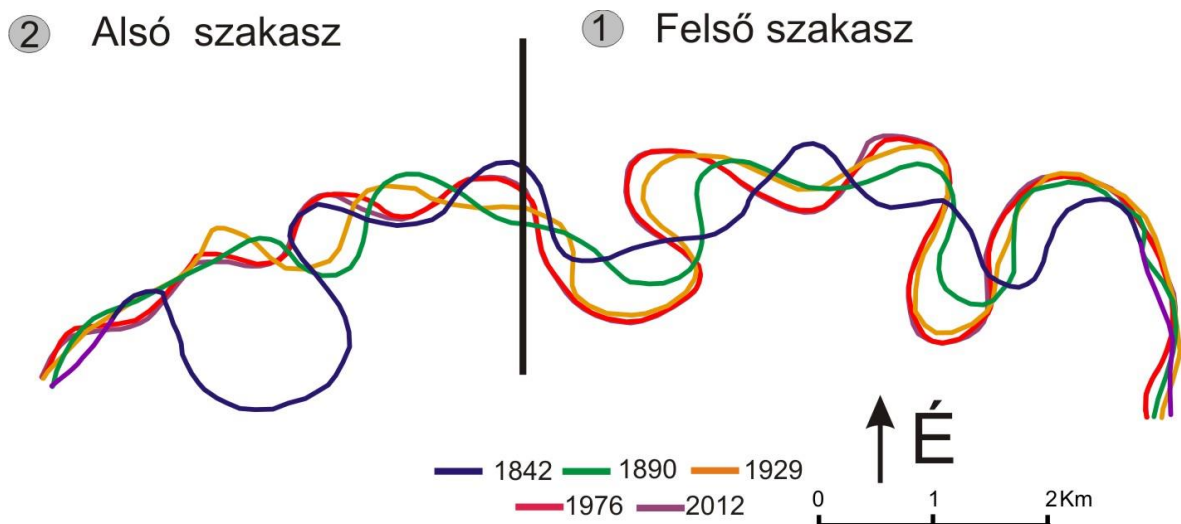
A vizsgált szakaszon a szabályozások óta jellemző volt a medertágulatok és a szigetek jelenléte (14. ábra). A medertágulatokban a partvonal a szigetek partjával párhuzamosan fut, így itt a meder szélessége a meder átlagszélességének 2-3-szorosa is lehet. A szigetek száma és területe eltérő volt a vizsgált időszakokban. A szabályozások előtti 1842-ben felvett térképállomány ugyan nem jelöl szigetet, azonban medertágulat kettő is szerepel a térképlapon. A szabályozásokat követően 1890-ig három, összesen 11,5 ha területű sziget képződött, melyeknél az átlag szélességet 41-75 %-al meghaladó tágulatok jöttek létre.

Az 1927-es felmérés idejére ugyan a szigetek száma nem változott, azonban a területük 4,5 hektárral (-35 %) csökkent. A kialakult tágulatok az átlag szélességet 16-54 %-al haladták meg. A következő 49 évben a szigetek száma gyarapodott, valamint 1927-hez képest a területük 1,5 hektárral növekedett (+15 %), a tágulatok pedig 28-53 %-al haladták meg a meder átlagos szélességet. Az 1980-as évek elejétől kezdődő jelentős kisvízszint csökkenés hatására a szigetek mellékágai feltöltődtek, majd beolvadtak a partba, emiatt 2012-re a szigetek teljesen eltűntek a folyószakasról.



14. ábra: A folyószakasz szélességviszonyainak változása különböző időpontokban

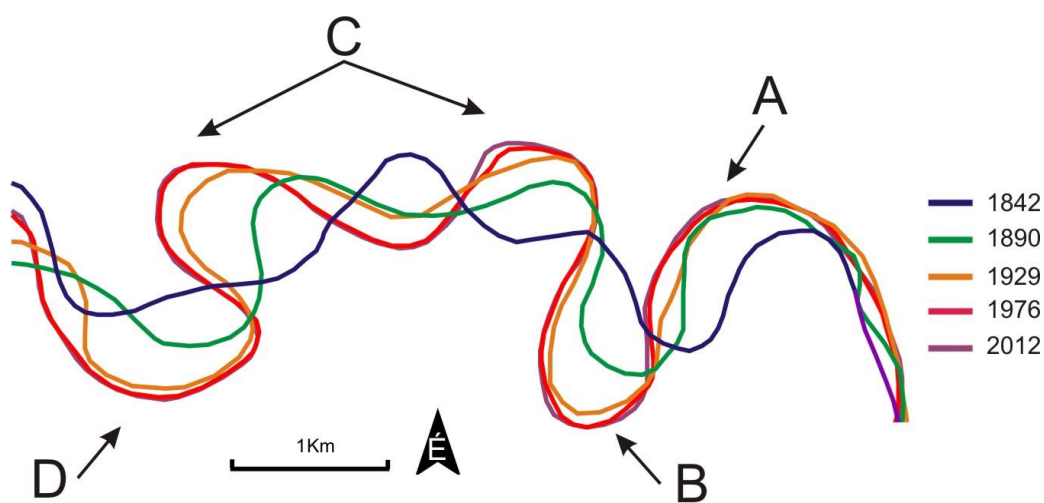
A folyószakaszon a kanyarulatok mérete és a fejlettsége alapján egy kétosztatúság figyelhető meg (15. ábra), emiatt a vizsgált szakaszt egy felső és egy alsó részre osztottam, majd a kanyarulatok változásait e két szakaszon belül elemeztem.



15. ábra: A vizsgált folyószakasz felső szakaszán (1) lévő nagyméretű és az alsó szakaszán (2) található kisméretű kanyarulatok

A folyószakasz folyásirány felőli felső részén (744-732 fkm) nagyméretű kanyarulatok találhatóak, amelyeknek a fejlettsége 1842 és 2012 között 1,3-ról 2-re, míg az átlagos ívhosszuk 1053 m-ről 1863-re emelkedett (46 %). Ez azt jelenti, hogy a szakasz felső részén nagyméretű kanyarulatfejlődés történt, ami a kanyarulatok helyzetének és alakjának a megváltozását eredményezte (16. ábra). Ezen a felső szakaszon a szabályozások előtt (1842-1890) a középvonal átlagos eltolódása 373 m (7,7 m/év) volt, addig 1890 és 1929 közötti időszakra 37 %-al 234 m-re (6,3 m/év) csökkent. Ezt követően előbb 1976-ig közel 119 m-re (3,1 m/év), majd 2012-re 37 m-re (1 m/év) csökkent a kanyarulatvándorlás mértéke. A szakaszon két egyszerű (A, B) és két összetett (C, D) meander jött létre az vizsgált időszakban, amelyeknek a fejlődése eltért a különböző időpontokban. A kanyarulatok közül a fejlődés szempontjából kivételt képez a szakasz elején lévő egyszerű (A) meander, hiszen annak ellenére, hogy 1842 és 1927 között 349 méterrel (9,7 m/év) ÉNy irányába tolódott, az azt követő 120 évben alig történt változás, csupán az ívhossza növekedett 35 m-el (0,3 m/év, 3 %). A kisméretű elmozdulást vélhetőleg a kanyarulat külső ívének korai (1929 előtti) stabilizálása okozta, ami megakadályozta a további fejlődését. A második egyszerű (B) kanyarulat 1842 és 1890 között 355 méterrel DK felé mozdult (12,6 év), miközben az ívhossza 81 méterrel (2,1 m/év) lett hosszabb. A legnagyobb változás 1890 után történt, ugyanis 408 méterrel tovább távolodott (3,3 m/év) DNy irányába, amivel párhuzamosan az ívhossz 2012-ig 471 méterrel növekedett (3,9 m/év, 25 %). A szakaszon lévő összetett kanyarulatnál (C) a szabályozások előtt (1842) egy fejlett ($\beta = 1,4$), nagyméretű meander volt, aminek az íve 900 m hosszú volt. Ezt követően a kanyarulat tovább fejlődött

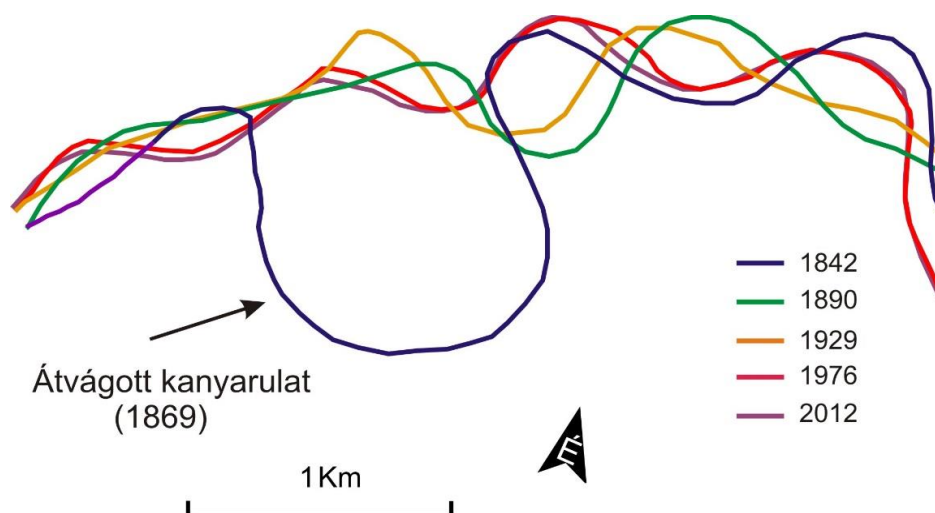
majd 1890-re az ívén másodlagos kanyarok alakultak ki, így a korábbi egyszerű meanderből egy összetett szűrflexiós kanyarulat alakult ki. A kanyarulat másodlagos ívei 1890 és 2012 között megnyúltak, hiszen az ívhosszuk 480 méterrel (4 m/év) növekedett, emellett a keleti ív 285 méterrel (3,3 m/év) ÉK, míg a nyugati ív 601 méterrel (7 m/év) ÉNy-i irányba mozdult. A második összetett kanyarulatnál (D) a legnagyobb morfológiai átalakulás 1890 és 1927 között történt, hiszen egy közel egyenes álkanyarból ($\beta=1,06$) egy fejlett ($\beta=1,3$) meander jött létre. Az 1890-ben mért 1042 m-es ívhossza 2012-re megduplázódott (2498 m), miközben 405 méterrel DK felé tolódott (3,3 m/év), amivel egy összetett aszimmetrikus kanyarulat jött létre.



16. ábra: A vizsgált folyószakasz felső részén található kanyarulatok

A folyószakasz alsó részén (732-726 fkm) található kanyarulatokat morfológiájuk szempontjából a szabályozások óta közel egységesnek tekinthetjük (17. ábra). A beavatkozásokat megelőzően (1842) a szakasz kanyarulat-fejlettsége 1,5 volt, majd 1890-re egy 3,3 km ívhosszú, érett ($\beta=2,1$) kanyarulatot átvágtak. Ezzel egy 1,5 km hosszú egyenes szakaszt hoztak létre, amivel a kanyarulat-fejlettség 1890-re 1,2-re csökkent. Ezt követően 1929-ig a szakasz fejlettsége nem változott, ugyanakkor a kanyarulatok átlagos ívhossza 885 méterről 1057 méterre emelkedett, amit a szakaszon elindult kanyarulatfejlődés okozott. A kanyarulat-fejlettség 2012-ig alig változott, melynek az oka az, hogy a megépített partbiztosítások miatt a kanyarulatok fejlődése megállt. Bár a kanyarulatok morfológiája közel egységes volt a vizsgált időszakban, azonban a kanyarulatok vándorlásának mértéke közel sem volt azonos. Az átlagos elmozdulás a szabályozások előtt (1842-1890) 367 m (7,6

m/év) volt, majd 1890 és 1929 között 153 méterre (4,1 m/év) csökkent. Ezt követően 1929 és 1976 között a felső szakasszal ellentétben nem csökkent, hanem 49%-al 248 méterre (6,5 m/év) növekedett az elmozdulás átlagos mértéke. A két szakasz közötti különbséget az okozhatta, hogy a felső szakaszra jellemző 1890 és 1929 közötti gyors (6,3 m/év) elmozdulás miatt a kanyarulatok külső ívét – az alsó szakaszhoz képest korábban – kőszórással stabilizálták. A part stabilizálását végül az alsó szakaszon is elkezdték, emiatt 1976 és 2012 között 43,4 m-re (1,2 m/év) csökkent az átlagos elmozdulás.



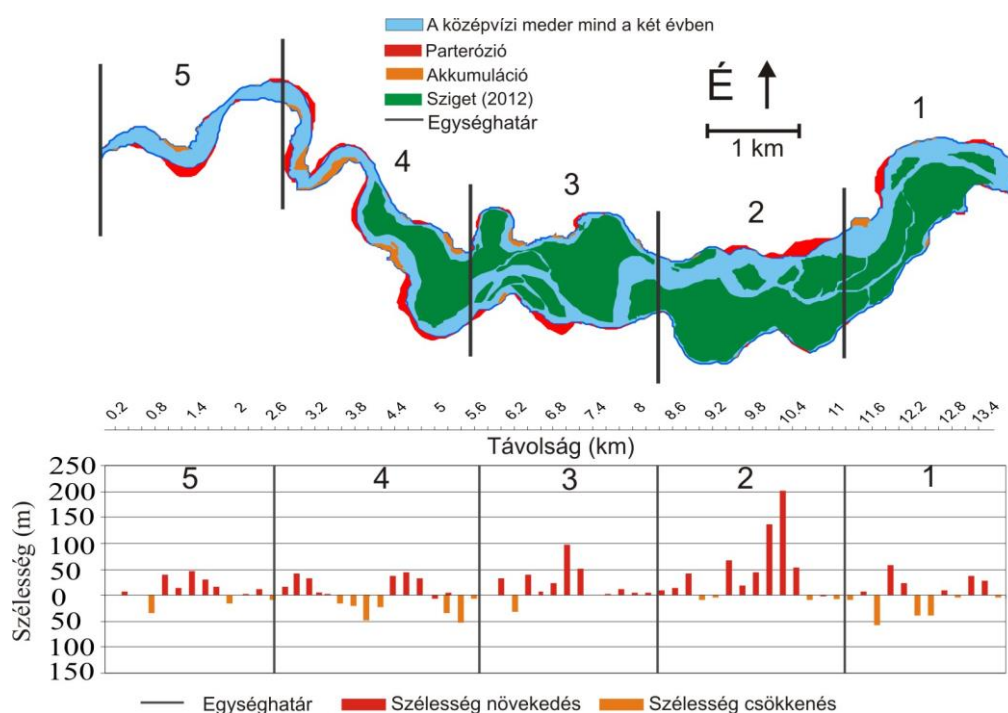
17. ábra: A vizsgált szakasz alsó részén lévő kanyarulatok változása

A vizsgált felső-tiszai folyószakasz hosszútávú (1842-2012) fejlődése részben a különböző természetes tulajdonságainak (esés, vízhozam), részben a nagyobb mértékű antropogén beavatkozásoknak (partbiztosítás) köszönhetően eltért a Tisza alsó (*Fiala és Kiss 2005, 2006*) és középső (*Nagy et al. 2005*) szakaszain tapasztaltaktól, ami a folyószakasz hosszának a növekedésében (+20 %), illetve a meder jelentős szélességcsökkenésben (-56 %) mutatkozott meg.

5.3. A vándorló ukrán szakasz morfológiai változásai

Mivel az előző fejezetben vizsgált meanderező szakaszhoz képest (1842-2012) jóval kisebb időintervallumból (2006-2014) állt rendelkezésemre megfelelő térképi állomány, így csupán rövidtávú vizsgálatokat tudtam végezni az ukrán szakaszon. Emiatt alakítottam ki a meanderező és az azt követő vándorló szakasz sorrendet, a megszokott folyásirányban haladással szemben.

A vizsgált vándorló mintázatú folyószakasz (16 km) leginkább szembetűnő tulajdonsága a rendkívül széles középvízi meder, ami a magyar határ felé előbb hirtelen, majd fokozatosan szűkül, végül pedig meanderező mintázatra vált át. A folyószakasz medermorfológiai jellemzői a vizsgált időszakban (2006-2012) eltérőek voltak, aminek a kimutatásához először a folyószakasz szélességének a változását, majd a part épülésének és pusztulásának az arányát határoztam meg. A folyószakasz átlagszélessége 6 év alatt 594 méterről 625 méterre növekedett (5 %), ami viszont a szakasz egyes területein nem volt azonos. A folyószakaszt öt egységre osztottam, ezek közül négyenél a meder tágulása volt jellemző. A legnagyobb mértékű (45 m) szélesedés a 2. egységben volt, a legkisebb (8 m) pedig az 5. egységben. Az egyedüli egység ahol szűkülés (11 m) volt megfigyelhető, a 4. egység volt, itt a meder átlag szélessége 385 méterről 374 méterre csökkent. A szélesség változása mellett meghatároztam a partot érintő erózió és az akkumuláció mértékét a szakasz jobb és bal partján egyaránt (18. ábra).

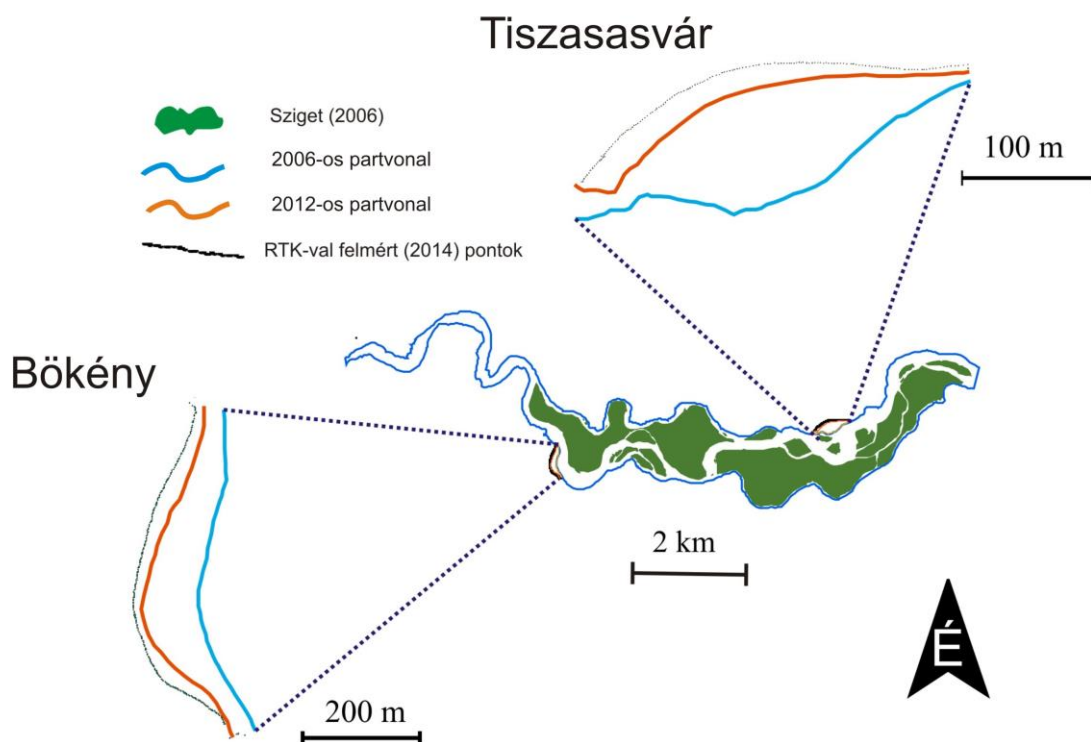


18. ábra: A folyószakaszon történt parterózió és akkumuláció, valamint meder szélességének a változása 2006 és 2012 között

A teljes folyószakaszra megállapítottam, hogy a jobb parton 24 ha erózió (4 ha/év) és 9,8 ha akkumuláció (1,6 ha/év) volt jellemző, míg a bal parton 22,6 ha partpusztulás (3,6 ha/év) és 10,3 ha partépülés (1,7 ha/év) történt. Összességében tehát a jobb parton 2,5

ha-al nagyobb (6 %) volt a parterózió mértéke, amiből arra a következtetésre jutottam, hogy a meder lassan észak felé toódik. A legnagyobb mértékű erózió (18,1 ha) és akkumuláció (12,5 ha) is a 4. egységben volt, ugyanakkor a legnagyobb nettó változás (-8,5 ha) a 2. egységben történt. A két partoldal közötti erózió és akkumulációs különbséget részben az okozta, hogy a folyószakasz folyásirányban való felső részén öt, egymáshoz közel lévő 416 hektárnyi területű ártéri sziget helyezkedik el, amelyek a bal partoldalt megvédik a főágra jellemző intenzív eróziótól.

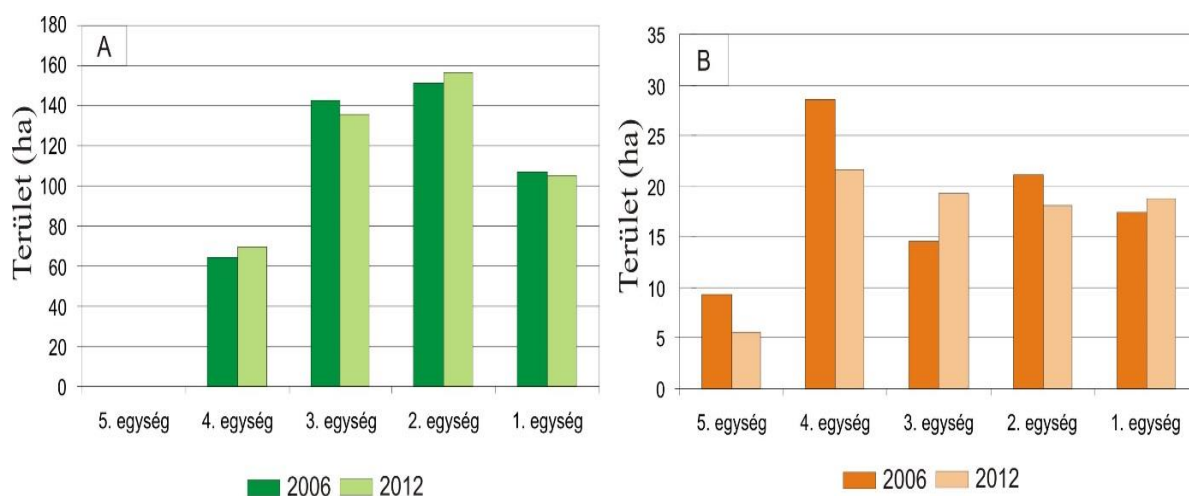
A folyószakaszon történt parterózió pontosabb meghatározása érdekében két kanyarulat külső ívének partelmozdulását részletesen mértem (19. ábra). Ehhez két műholdfelvételt (2006 és 2012) és egy saját terepi mérés (2014) adatait használtam fel. Az első vizsgált kanyarulat a folyószakasz jobb partján elhelyezkedő Tizzasasvár településétől délre található. Itt 2006 és 2012 között a partelmozdulás 26-175,7 m (4,3-29,2 m/év) között változott, az átlag pedig 86,4 m (14,4 m) volt. A következő 2 évben a legnagyobb mértékű erózió 48 m (24 m/év), a legkisebb 8 m (4 m/év), míg az átlag 25 m (12,5 m/év) volt. Tehát az átlagos parterózió mértéke a 2012 és 2014 közötti időszakban átlagosan 1,9 m/évvel lassult, aminek magyarázata az, hogy a folyó sodorvonala 2012-ig már kisebb szögben érte el a partot. A másik vizsgált kanyarulat a folyószakasz bal partján, Bökény település mellett található. Itt a legnagyobb elmozdulás 2006 és 2012 között 94,9 m (15,8 m/év), míg a legkisebb 34,8 m (5,8 m/év) volt, a part átlagos hátrálása pedig az eltelt 6 év alatt 65 m (10,8 m/év) volt. Ezt követően 2012 és 2014 között a maximális parterózió 34 m (17 m/év), a minimum 4 m (2 m/év), az átlag pedig 21 m (15,6 m/év) volt. Az átlagos parterózió 2012 óta tehát 10,8 m/évről 15,6 m/évre gyorsult, amit a vizsgált kanyarulat folyásirányba való felsőbb részére kiépített sarkantyúk kiépítésével lehet magyarázni. A sarkantyúk megépítése óta ugyanis több mederközépi zátony jött létre a kanyarulat külső ívével szemben, emiatt a víz sebessége a part és a zátonyok között felgyorsult, ami a parterózió felerősödését eredményezte.



19. ábra: A részletesen vizsgált bökényi és tiszasasvári kanyarulat külső ívének a változása 2006 és 2014 között

Az ukrán szakaszon a partvonal változása mellett megvizsgáltam a mederben lévő szigetek és zátonyok alakulását is (20. ábra). A változásokat – hasonlóan a szélességviszonyokhoz – egységekben is értékeltem. A 2006-os felvétel idején összesen 22 sziget fordult elő a szakaszon, amelyek összterülete 465 ha volt. Azonban az eloszlásuk nem volt egyenletes a vizsgált egységekben. A legtöbb sziget (11) a 3. egységben fordult elő, viszont a legnagyobb (156 ha) szigetterülettel a 4. egység rendelkezett, a legkisebb (63,5 ha) szigetterületet pedig az 5. egységben volt. A zátonyok területe a szigetekénél jóval kevesebb volt (83,4 ha). A legnagyobb összterület (28,6 ha) a 4. egységben volt, a legkevesebb (9,3 ha) pedig az 5. egységben. Hat évvel később, a 2012-es felvételen a szigetek összterülete 466,2 ha volt, számuk pedig 2006-hoz képest öttel csökkent. A szigetek területe tehát 6 év alatt 1,1 hektárral növekedett, ami viszont az ürfelvételekből származó hibaértéken belül helyezkedik el, így a változás csupán tájékoztató jellegű. A szakaszon található legtöbb szigetet magába foglaló egység ugyancsak a 4. volt, azonban a 6 évvel ezelőtti 11-hez képest számuk 6-ra csökkent. Az öt egység közül a legkisebb szigetterületet (69,5 ha) az 4. egységben mértem, de még így is 7 hektárral több volt, mint 2006-ban. A zátonyok összterülete 9 %-al (7,9 ha) lecsökkent a 2012-es évre. Ekkor a legtöbb zátonyterület (21,6 ha) csakúgy, mint 2006-ban, a 4. egységben volt, azonban az eltelt 6 év alatt 7,9 ha-al (25 %) csökkent a területük. A

legkisebb zátonyterület helye ugyancsak nem változott, azonban a zátonyfelszín 4,2 hektárral csökkent



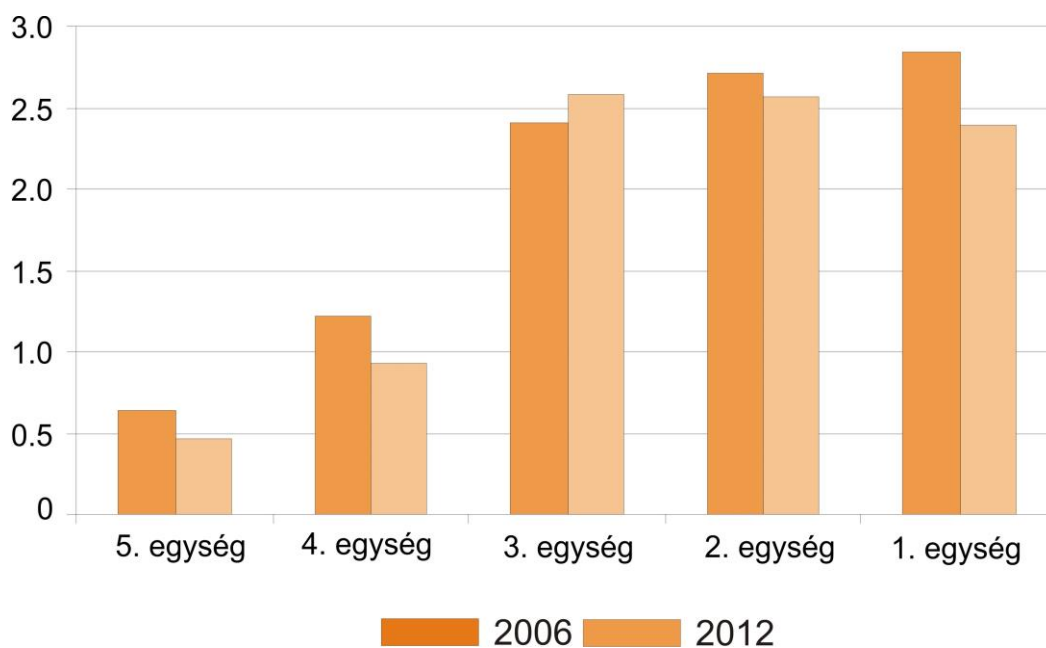
20. ábra: A szigetek (A) és zátonyok (B) alakulása 2006 és 2012 között a különböző egységekben

A jelentős zátonyterület csökkenés magyarázata érdekében megvizsgáltam, hogy a két időszak között mennyi új zátony keletkezett és mennyi tűnt el teljesen vagy részlegesen, valamint mennyin telepedett meg a vegetáció, amivel a partba vagy a szigetekbe olvadt (21. ábra). A kapott adatokból megállapítottam, hogy a 6 év alatt eltűnt 7,9 ha zátonyfelszín 59 %-a (4,7 ha) a szigetekbe olvadt, a további 41 % (3,2 ha) pedig a 2012-es felvételnél víz áll kerülhetett, mivel a felvétel időpontjában 26 cm-el magasabb vízállást mértek..



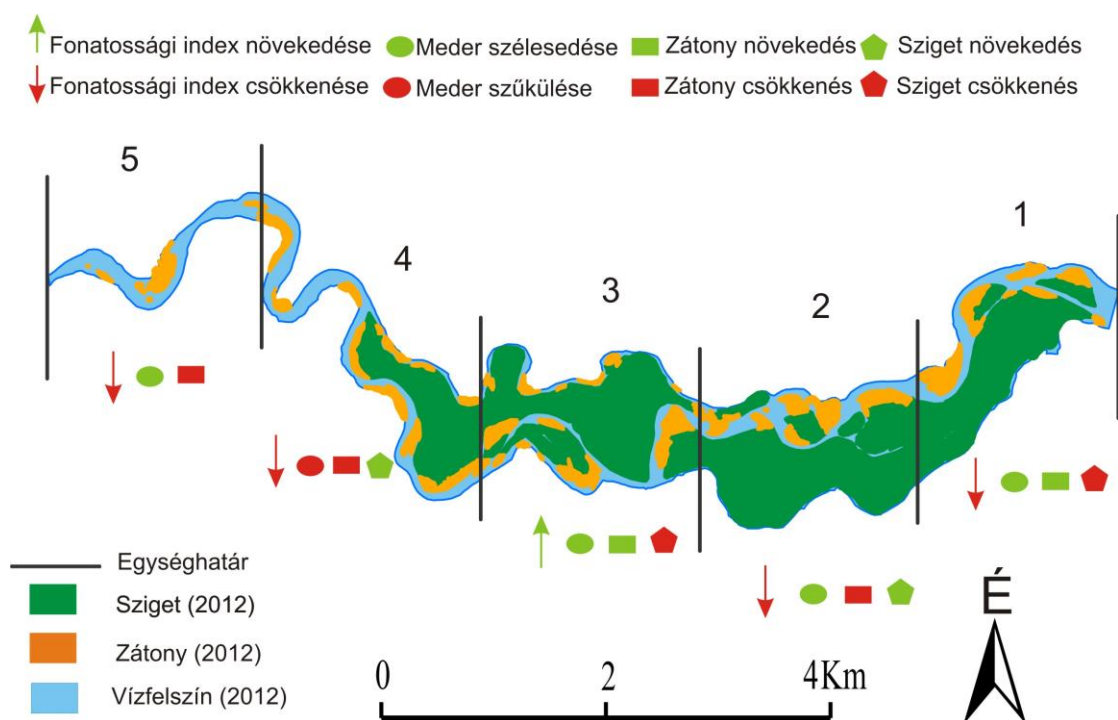
21. ábra: A folyószakaszon lévő zátonyok változása 2006 és 2012 között

A zátonyok és szigetek változását jól tükrözi fonatossági index, melyet külön a zátonyokra és szigetekre is kiszámítottam (22. ábra). A teljes (zátonyok+szigetek) fonatossági index 2006 és 2012 között 1,9-ről 1,8-ra csökkent. Ennek oka a zátonyok jelentős csökkenése, hiszen sűrűségük 0,9 m/km-ről 0,7 m/km-re csökkent, miközben a szigetsűrűség értéke mind két évben 1,1 m/km volt. A zátonyok sűrűségében a legnagyobb csökkenés (-0,5 m/km) az 1. egységben, míg a legkisebb (-0,1 m/km) az 5. egységben történt. A zátonyok sűrűsége csupán a 4. egységben csökkent (-0,2 m/km), a többi egységben pedig növekedett, amelyek közül a legnagyobb mértékű növekedés (+0,8 m/km) a 3. egységben volt. A fonatossági index alapján megállapítható, hogy az 5 egységből 4 egységben a fonatosság mértéke csökkent, míg csupán 1 egységben növekedett.



22. ábra: A fonatosodási index változása a különböző egységekben

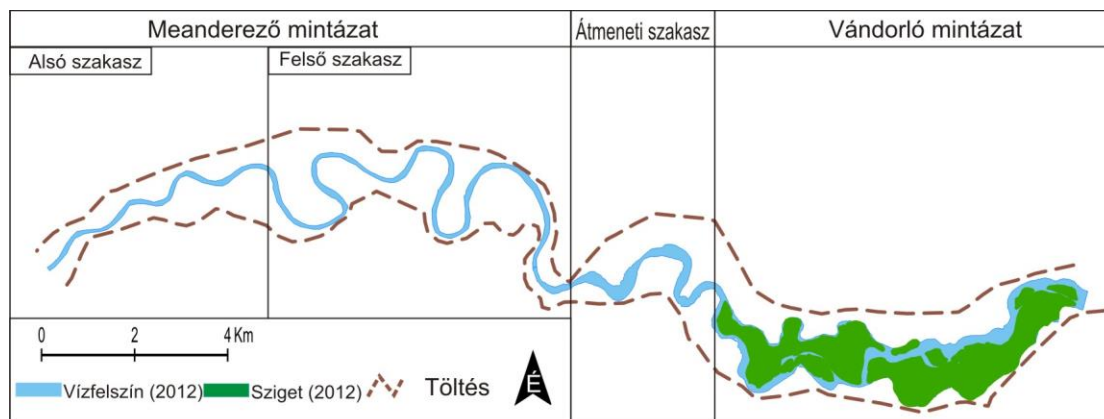
Összességében tehát kijelenthető, hogy a szakirodalom (Desloges és Church 1989, Hickin és Wooldridge 2005) által említett vándorló mintázatra jellemző gyors változások a Tisza ukrán szakaszán is érvényesültek, amik azonban nem voltak egyenletesek a szakasz egyes területein (23. ábra).



23. ábra: Az ukrán folyószakaszon történt változások a különböző egységekben

6. Összefoglalás

Kutatásom során a Felső-Tisza ukrainai (16 km), illetve a Magyarországgal közös (18 km) határszakaszán a meder morfológiai változásait értékeltem. Eredményeim azt mutatják, hogy a teljes vizsgált szakasz morfológiai szempontból több részre osztható (24. ábra). A vándorló szakaszt széles és sekély meder jellemzi, amelyben gyorsan áthalmozódó zátonyok és nagyméretű szigetek találhatók. Ezt egy átmeneti szakasz követi, ami a meanderező szakaszhoz képest szélesebb és sekélyebb, viszont a vándorló szakaszra jellemző szigetek már nincsenek jelen. A magyar-ukrán határhoz érve a Tisza már egy mélyen beágyazott szűk mederben halad, ami a kanyarulatok mérete és fejlettsége alapján további két részre osztható. A mintázat-váltás okát az esés csökkenésében látom, ami egybeesik Miall (1972) eredményeivel, miszerint az esés csökkenésével a fonatos mintázat után előbb a vándorló meder-mintázat alakult ki, amit csak ez után követ a meanderező mintázat megjelenése. A Schumm és Khan (1972) által kimutatott összefüggés, miszerint az esés növekedésével nő kanyargóság mértéke, a Tisza határ menti meanderező szakaszán is érvényesült.



24. ábra: A vizsgált folyószakasz morfológiai szempontú felosztása

A hidrológiai paraméterek közül a kisvizek szintje hosszú távon (1924-2013) folyamatosan süllyedt, hasonlóan a Maroshoz (Sipos 2006), a Hernádhoz (Blanka 2010) és a Drávához (Andrási és Kiss 2011). Ugyanakkor egy rövid időszakon belül eltért tőlük, hiszen 1980-as években hirtelen lecsökkentek (Huszt: -76 cm; Tiszabecs -106 cm). Ennek magyarázata lehet, hogy (1) az 1970-es árvízjárok helyreállítása érdekében intenzív folyóvízi kavics-kitermelésbe kezdtek Ukrajnában, illetve (2) egy szárazabb és csapadékszegényebb

időszak következett. A kavicskitermelés a folyó hidro-morfológiai egyensúlyát felboríthatta, ezzel pedig bevágódást okozott, míg a szárazodás hatására a folyó vízhozama lecsökkenhetett. A nagyvizek változása is kedvezőtlen irányba halad, mivel mind a két vízmércénél a rekord szinteket elérő árvizek gyakorisága és azok szintje is – különösen az ezredfordulón – jelentősen megnőtt.

A meanderező szakaszon a vizsgált időszakban (1842-2012) jelentős változások zajlottak le. A folyószakaszon a partbiztosítások megépítéséig nagymértékű kanyarulatfejlődés történt, amit jelez a folyószakasz hosszának 20 %-os növekedése, valamint a kanyarulat-fejlettség értékének 1,5-ről 1,9-re emelkedése. A kanyarulatok vándorlásának az üteme 1890-től a partbiztosítások megépítésig (1976) 7,2 m/évről 3,5 m/évre, majd 1976 és 2012 közötti időszakban 1,1 m/évre lassult. A folyószakasz szélessége a szabályozásokat követően 1929-ig előbb növekedett (12 %), majd 2012-ig drasztikusan lecsökkent (56 %). A szűkülést részben a kavicskitermelés okozta bevágódással hozható kapcsolatba, hiszen emiatt a folyó hordaléktermelése megnövekedett. Az így keletkezett többlet hordalék könnyen stabilizálódni tudott a sűrű partéli és hullámtéri növényzeten, ráadásul a partbiztosítások megépítése miatt a külső ív nem tudott az övzátonyok növekedésével hátrálni, ami a meder nagymértékű szűküléséhez vezetett. A meder átlagos szélessége az Alsó-Tiszán 1842 óta 16 %-al (*Fiala és Kiss* 2005), a Maroson 1953 óta 23-48 %-al (*Blanka és Kiss* 2006), míg a Hernádon 1975 óta 20 %-al csökkent (*Blanka* 2010), tehát a Felső-Tiszán történt mederszűkülés jóval meghaladta a más folyókon mért értékeket.

A vándorló mintázatú folyószakaszon rövid idő (2006-2014) alatt is jelentős változások történtek, azt azonban inkább a szakasz természetes tulajdonságai (esés, hordalékhozam), mintsem az emberi beavatkozások okozták. A vizsgált szakaszon a meder átlagos szélessége 594 méterről 625 méterre növekedett (5 %), aminek az oka, hogy a folyószakaszon történt erózió jóval (+57 %) meghaladta az akkumuláció mértékét. A part pusztulásának mértéke a szakasz jobb partján 6 %-al intenzívebb volt, mint a bal parton, ami arra engedett következtetni, hogy a folyószakasz lassan észak irányába tolódik. Ezt támasztja alá a tiszasasvári (jobb part) és bökényi (bal part) kanyarulaton mért maximális parterózió mértéke is, hiszen az előbbinél a pusztulás üteme 26 m/év volt, addig az utóbbinál csak 13 m/év. A szakaszon vizsgált szigetek területe nem változott, ugyanakkor a számuk 23-ról 17-re csökkent. A szigetekkel ellentétben a zátonyok területe 9 %-al (7,6 ha) csökkent, aminek az 59 %-a szigetekbe vagy a partba olvadt, míg a 41 %-a víz alá került. A vizsgált szakasz jó példát nyújtott arra, hogy egy rövid szakaszon belül milyen jelentős morfológiai

változások lehetnek, részben természetes okok miatt (esés változása), részben pedig az eltérő mederrendezési munkák miatt.

A természetes adottságok mellett a határszakasz és az ukrán szakasz fejlődése közötti különbség az eltérő mérnöki beavatkozásokkal is kapcsolatban van. Míg az ukrán szakaszon alig van a meder fejlődését befolyásoló partbiztosítás vagy sarkantyú, addig a határszakaszon ezek csaknem minden kanyarulat fejlődését befolyásolják. Így az ukrán szakaszon fennmaradhatott a széles és sekély vándorló meder, míg a határszakaszon a meanderező meder mélyül és szűkül. A változásokat az árvízi kockázat szemszögéből értékelve megállapítható, hogy a határ menti szakasz morfológiai fejlődése kedvezőtlen irányba halad, hiszen a meder bevágódásával a kisvízszintek csökkennek, a meder szűkülése pedig az árvizek további növekedését vetíti előre. Az árvízi kockázatot tovább növeli, hogy Tiszabecsnél a hullámtér jelentősen összeszűkül, ráadásul a magyar oldalon a töltésrendszer magasztása elmaradt az elmúlt évtizedekben. Az ukrán szakaszt jellemző morfológiai változások egyelőre nem növelik az árvízi kockázatot, ugyanakkor a szakasznak a jövőbeli figyelemmel kísérése fokozottan ajánlott, hiszen az intenzív erózió hatására további partbiztosítások kiépítése várható, amik a határszakaszhoz hasonlóan felboríthatják a folyószakasz eddigi megőrzött egyensúlyát.

A kutatás rámutatott arra, hogy egy rövid (34 km) szakaszon belül milyen jelentős szerepe lehet az eltérő mederfejlődésben az emberi hatásoknak, és fontosnak tartom annak kiemelését is, hogy az ukrán szakaszon a meder jelenlegi morfológiája és a hullámtér jellemzői (szélesség, növényzet) támpontot adhatna arra, hogy hogyan kellene kezelni a magyarországi Tisza szakaszt annak érdekében, hogy a jövőben növekvő árvízi kockázatot mérsékeljük.

Irodalomjegyzék

- Andrási G. – Kiss T. 2011: A horvátországi duzzasztógátak hatása a Dráva vízjárására és a fenékhordalék szemcse-összetételének alakulására. *Hidrológiai Közlöny* 91/5, 17-29.
- Andrási G. – Kiss T. 2013: Szigetek változása a Dráva Mura és Duna közötti szakaszán. 93/1, 1-35.
- Andrási G. – Kiss T. 2014: Morphological classification and changes of islands on the Dráva River, Hungary-Croatia. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 3/33-46.
- Babák K. 2010: Alföldi folyóink ártérfejlődési kutatásai a XX. század elejétől napjainkig. *Hidrológiai Közlöny, Különszám* 90/4, 42–47.
- Baki A. B – Gan T. Y. 2012: Riverbank migration and island dynamics of the braided Jamuna river of the Ganges-Brahmaputra basin using multitemporal Landsat images. *Quaternary International* 263, 148-161.
- Blanka V. – Kiss T. 2006: Kanyarulatfejlődés vizsgálata a Maros alsó szakaszán. *Hidrológiai közlöny* 86/5. 19-23.
- Blanka V. 2010: Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 114-122.
- Borsy Z. 1969: Felső-Tiszavidék. In: Pécsi M. (szerk): A Tiszai Alföld. Akadémiai Kiadó, Budapest, 27-66.
- Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38/34, 211-224.
- Borsy Z. – Csongor É. – Félegyházi E. 1989: A Bodrogház kialakulása és vízhálózatának változásai. *Alföldi Tanulmányok* 13, 65-83.
- Bridge J. S. 2003: Rivers and floodplains and sedimentary record. Blackwell Science Ltd, Oxford 10-210.
- Botár L.– Károlyi Zs. 1970: Vásárhelyi Pál a Tisza-szabályozás tervezője. *Vízügyi Történeti Füzetek* 2. Budapest, 63-63.
- Cholnoky J. 1907: A Tisza helyváltoztatásai. *Földrajzi Közlemények* 35/3, 83-445.
- Chu Z. 2014: The dramatic changes and anthropogenic causes of erosion and deposition in the lower Yellow (Huanghe) River since 1952. *Geomorphology* 216, 171-179.
- Churh M. – Jones D. 1982: Channel bars in gravel-bed rivers. In: Hey R. D. – Bathurst J. C. – Thorne C.R. (szerk): Gravel-bed rivers. John Wiley és Sons, Chister, U.K. 291-324.
- Desloges J. R. – Church M. 1987: Channel and floodplain facies in a wandering river. In: Enthridg F.G. – Flores R.M. – Harvey M.D. (szerk): Recent development in Fluvial Sedimentology: contribution from Third International Fluvial Sedimentology Conference. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 39, 99-109.
- Dunka S. – Fejér L. – Vágás I. 1996: A veritékes honfoglalás. A Tisza szabályozás története. Budapest, 215.
- Fekete Zs. 1911: A Tisza folyó medrének közép-keresztmetszései. *Vízügyi közlemények* 1/6, 2-141.
- Félegyházi E. – Lóki J. – Szabó J. 2003: A folyó őstörténete, a mai Tisza kialakulása az Alföldön. In: Teplán I. (szerk.): A Tisza és vízrendszere. MTA Társadalomkutató Központ, Budapest, 29-39. I. kötet
- Félegyházi E. – Szabó J. – Szántó Zs. – Tóth Cs. – 2004: Adalékok az Északkelet-Alföld pleisztocén végi, holocén felszínfejlődéséhez újabb vizsgálatok alapján. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD-kiadvány), Szeged, 1-9.
- Fiala K. – Kiss T. 2005: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán I. *Hidrológiai Közlöny* 85/3, 60-65.
- Fiala K. – Kiss T. 2006: A középvízi meder változásai az 1890-es évektől az Alsó-Tiszán II. *Hidrológiai Közlöny* 86/5, 13-17.
- Gandesek A. S. – Magirl C. S. – Czuba C. R 2012: Geomorphic response to flow regulation and channel and floodplain alteration in the gravel-bedded Cedar River, Washington, USA. *Geomorphology* 179, 258-268.
- Gábris Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. *Alföldi Tanulmányok*. 10. kötet. 35-52.
- Gábris Gy. – Félegyházi E. – Nagy B. – Ruszkiczay Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszaki végi folyóvízi fejlődése. II. Magyar Földrajzi Konferencia (CD-kiadvány), Szeged, 1-10.
- Gábris Gy. 2002. A Tisza helyváltozásai. In: Mészáros R. – Schweitzer F. – Tóth, J. (szerk): Jakucs László, a tudós. MTA-FKI Pécs, 91-105.
- Gábris Gy. – Telbisz T. – Nagy B. – Belardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84/3, 305-316.
- Gábris Gy. 2003: Övzátón vagy partihát? *Földrajzi Közlemények* 127/51, 178-184.
- Gábris Gy. – Nádor A. 2007. Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews* 26, 2758-2782.
- Gönczy S. –Molnár J. –Szabó G. – Sándor A. 2004: Az erdőirtások hatása az árvízi vízhozamokra a Felső-Tisza kárpátaljai mellékfolyóin. *Földtani Kutatás* 61, 3–56.
- Hernes P. – Kiss T. 2013: A Tisza-meder partfalának vizsgálata: Késő Pleisztocén és holocén folyamatok az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai közlöny* 93/2, 13-19.
- Homokiné Ú. K. 2001: Márciusi árvíz Kárpátalján. *Léggör* 46/2, 2-5.

- Hoszták F. 2013: A „Beregi árvízvédelmi töltések fejlesztése Vásárosnamény és Lónya között” című projekt végrehajtása, tapasztalatok MHT XXXI. vándorgyűlésén elhangzott előadás 1-16.
- Hudson P. F. – Middelkoop H. – Stouthamer E. 2008: Flood management along the Lower Mississippi and Rhine Rivers (The Netherlands) and the continuum of geomorphic adjustment. *Geomorphology* 101, 209–236.
- Illés L. – Jeczko J: A Tisza felső szakaszán kialakult szélsőséges kisvízállások vizsgálata. *Vízügyi Közlemények* 74/3, 266-280.
- Illés L. – Konecsny K. 2000: Az erdők hidrológiai hatása az árvizek kialakulására és a Felső-Tisza vízgyűjtőjén. *Vízügyi közlemények* 87/2, 167-195.
- Iványi B. 1948: A Tisza kisvízi szabályozása. *Vízügyi Közlemények* 30/2, 131-159.
- Károlyi Z. 1960: A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Tanulmányok és kutatási Eredmények sorozat 8, Budapest. 102.
- Keller E. A. 1972: Development of Alluvial Stream Channels: A Five-Stage Model. *Geological Soc. of Am. Bull.* 83, 1531-1536.
- Kesel R.H. 2003: Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River floodplain. *Geomorphology* 56, 325-334.
- Kész A. 2008: Morfometriai vizsgálatok a Borzsa vízgyűjtő területén In: Kiss T. (szerk.): Természetföldrajzi folyamatok és formák. Geográfus Doktoranduszok IX. Országos Konferenciájának Természetföldrajzos Tanulmányai, Szeged 1-11.
- Kiss T. – Sipos Gy.– Fiala K. 2002: Recens üledék-felhalmozódás sebességének vizsgálata az Alsó-Tiszán. *Vízügyi Közlemények* 84, 456-472.
- Kiss T. – Sipos Gy. 2004: A Maros medermintázatának megváltozása a szabályozások hatására. in: Fülek Gy. (szerk): A táj változásai a Kárpát-medencében: Víz a tájban. Gödöllő, 183-190.
- Kiss T. – Oroszi V. – Sipos Gy. – Fiala K. – Benyhe B. 2011: Accelerated overbank accumulation after the nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. *Geomorphology* 135, 191-2002
- Kiss T. – Sipos Gy. – Mauz B. – Mezősi G. 2012. Holocene aolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune in the southern Nyírség, Hungary *Quaternary Research* 78, 492-501.
- Kiss T. – Hernesz P. – Sümeghy B. – Györgyövcics K. – Sipos Gy. 2014: The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system: Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. *Quaternary Science Review* 6, 1-14.
- Knighthon D. 1998: Fluvial forms and processes. A new perspective. Arnold, London, 105-307.
- Kollmann J. – Vilely M. – Edwards P.J – Tockner K. – Ward L.W. 1999. Interactions between vegetation development and island formation in the Alpine river Tagliamento. *Applied Vegetation Science* 2, 25-36.
- Konecsny K. 2002: Hegy- és dombvidéki erdők hatása a lefolyásra, különös tekintettel a Felső-Tisza vízgyűjtőjére. *Hidrológiai Közlöny* 83/2, 75-86.
- Konecsny K. 2005: A felső-tiszai erdőborítottság változásának vízjárás-módosító hatása témakörében 2000-2004 közötti tanulmányok. *Hidrológiai Közlöny* 85/2, 54-60.
- Konecsny K. 2006: A hóviszonyok jellemzői és vízjárás befolyásoló hatása a Felső-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 45-86.
- Kondolf, G. M. 1997: Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21/4. 533-551.
- Kvassay J. 1902: A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. Budapest, 15-18.
- Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Akadémiai Kiadó. Budapest, 610.
- Lacay I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 64/2, 235-254.
- Leopold L. B. – Wollman M. G. 1957: River Channel Patterns: Braided, meandering and straight. U. S Geological Survey Professional Papers 282, 39-85.
- Lóczy D. – Veres M. 2005: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, 30-59.
- Lóki J. – Szabó J. – Konecsny K. – Szabó G. – Szabó Sz. 2004: Az erdőszűtség és az árvizek kapcsolata a Felső-Tisza-vidéken. II: Földrajzi Konferencia Szeged, 1102-1122.
- Mezősi G. 2011: Magyarország természetföldrajza. Akadémia Kiadó, Budapest, 61.
- Miall A. D. 1977: A review of the braided river depositional environment. *Earth Sciences Review* 13, 1-62.
- Mike K. 1991: Magyarország ösvízrajza és felszíni vizeinek története. Aqua, Budapest, 361-572.
- Morisawa M. 1985: Rivers forms and process. Longman, London and New York, 54-156.
- Nagy Á. T. –Vajk Ö. – Tóth T. – Sztanó O. 2005: Természetes folyófejlődés a gátak közé szorított Közép-Tiszán. *Hidrológiai Közlöny* 85/5, 55-62.
- Nagy I. 2012: Az Alföld vízgondjainak a kezelése: A Tisza folyó. *Hidrológiai Közlöny* 92/3, 15-22.

- Nanson G.C. – Hickin, E.J. 1983: Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal of Hydraulic Engineering* 109, 327-337.
- Nádor A. – Thamó-Bozsó E. – Magyarai 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, 174-192.
- Nádor A. – Sinha R. – Magyarai Á. – Tandon S. K. – Medzihradsky Zs. – Babinszky E. – Thamó-Bozsó E. – Unger Z. – Sing A. 2011. Late Quaternary (Weichselian) alluvial history and neotectonic control on fluvial landscape development in the southern Körös plain, Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 1–14.
- Pinter A. – Heine R.A. 2005: Hydrodynamic and morphodynamic response to river engineering documented by fixed-discharge analysis, Lower Missouri River, USA. *Journal of Hydrology* 302, 70–91.
- Sándor A. 2011: A hullámtér feltöltődés folyamatának vizsgálata a Tisza középső és alsó szakaszán. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 97-100.
- Richard G. – Julien P. 2003. Dam Impacts on and Restoration of an Alluvial River-Rio Grande, N.M. *International Journal of Sediment Research* 18/2, 89-96.
- Schumm S.A. 1985: Patterns of alluvial rivers. *Ann. Rev. Earth Planet Science* 13, 5-27.
- Schumm S.A. – Khan, H.R. 1972: Experimental Study of Channel Pattern. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 83, 1755-1770
- Schumm S. A. 1979: Geomorphic thresholds: the concept and its applications. In: *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series* 4/4, 485-515.
- Sipos Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 138.
- Sipos Gy. – Právetz T. – Katona O. – Ardelean T. – Onaca A. – Kiss T. – Kovács F. –Tobak Z. 2012: A folyó múltja. In: Sipos Gy. (szerk.): Maros folyó múltja, jelene, jövője. Editura Universităţii de Vest din Timişoara, 33-64.
- Somogyi S. (szerk.) 2000: A XIX. század folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet Budapest, 302.
- Surian N. 1999: Channel changes due to river regulation: the case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes Landforms* 24, 1135–1151.
- Surian N. – Rinaldi M 2003: Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* 50, 307-316.
- Schweitzer F. – Nagy I. – Alföldi L. 2002: Jelenkori övzátöny (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében. *Földrajzi értesítő* 51/3-4, 257-278.
- Szabó J. 2006: A vízgazdálkodás geomorfológiai vonatkozásai. In: Szabó J. – Dávid L. (szerk): *Antropogén geomorfológia*. Debrecen, 168-190.
- Timár G. 2003: Földtani folyamatok hatása a Tisza medermorfológiájára. PhD értekezés, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, 12-88.
- Timár G. – Sümei P – Horváth F. 2005. Late Quaternary dynamics of the Tisza River: Evidence of climatic and tectonic controls. *Tectonophysics* 410, 97–110.
- Thamó-Bozsó E. – Magyarai Á. – Nagy A. – Unger Z. – Kercksmár Z. 2007: OSL dates and heavy mineral analysis of Upper Quaternary sediments from the valleys of the Ér and Berettyó Rivers. *Geochronometria* 28, 17-23.
- Tóth Cs. 2006: Adalékok a Tisza mederformálásának alakulásához egy felső-Tiszavidéki mintaterület vizsgálatai alapján. In: Szabó J.(szerk): *Földrajzi tanulmányok Lóki József 60. születésnapja alkalmából*. Kossuth Egyetemi kiadó. Debrecen, 222-230.
- Vass R. 2007: Adalékok a mentett ártéri és hullámtéri feltöltődéshez a Beregi-síkon a 2001. évi tiszai árvíz tükrében. *Acta GGM Debrecina, Physical Geography Series Debrecen*, 2, 229-235.
- Vass R. – Szabó G. – Szabó J. 2009: Hullámtéri feltöltődés vizsgálata geoinformatikai módszerekkel a Felső-Tisza vidékén. *Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009. A HunDEM 2009 és a GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai*. 1-10.
- Váradi J. – Varga M. – Szlávik L. 2003: Az árvízvédelem országos irányítása 2001 márciusában. *Vízügyi közlemények Különszám* 3, 35-53.
- Vázsonyi Á. 1973: A Tisza-völgy vizeinek a szabályozása. In: Ihrig D. (szerk): *A Magyar vízszabályozás története*. VITUKI, Budapest, 288-296.
- Wang Z. – Wu B. – Wang G. 2007: Fluvial processes and morphological response in the Yellow and Weihe Rivers to closure and operation of Sanmenxia Dam. *Geomorphology* 91/56-79.
- Wooldridge C. L. – Hickin E. J. 2005: Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*. 75, 844-860.

Függelék

1. Bevezetés

Témavezetőm kérdései: Milyen földrajzi/környezeti probléma vezetett a kutatáshoz? Miért ezt a területet választotta? Hogyan változott az ártérfeltöltődés mértéke?

Módszer: Aktuális problémák keresése az interneten, szakmai folyóiratokban, tanszéken folyó korábbi kutatások áttekintése

2-3. Irodalmi előzmények, mintaterület

Témavezetőm kérdései: A vizsgált folyamat általános ismertetése. Mi okozza, befolyásolja a folyamat kialakulását? Hazai és külföldi kutatók hogyan dolgozták fel ugyanezt a problémát más területeken. Mi volt a mérések menete? Milyen követni való módszereket alkalmaztak? Melyek voltak a módszer előnyei? Mi a vizsgált folyamat következménye?

Módszer: Vonatkozó magyar (63 db) és angol nyelvű (29 db) cikkek, könyvrészletek áttekintése, értékelése, a továbbvivő gondolatok kiértékelése

4-5. Eredmények

Témavezetőm kérdései: Milyen különbségek vannak a határszakasz és az ukrán szakasz medermorfológiájában és fejlődésében? Milyen hatással voltak rájuk a különböző jellegű és mértékű szabályozások? A morfológiai változások hátterében milyen hidrológiai változások történtek? Fejlődésük az egyensúlyuk és az árvízi kockázatuk szemszögéből milyen irányba tart?

Terepi mérések: két kanyarulat külső ívének felmérése RTK-GPS segítségével

Irodai mérések: térképek

- térképek és műholdfelvételek geokorrigálása Erdas Imagine 9.1-ben, mederparaméterek digitalizálása ArcGis 10.1-ben, értékelés és bemutatás Excelben, értékek összehasonlítása, változások kimutatása
- vízállás adatok és esés számítása excelben

6. Összegzés

Témavezetőm kérdései: Foglald össze a legfőbb saját eredményeidet és hasonlítsd össze mások kutatásaival!

Módszer: kritikai elemzés és összehasonlítás

2015. január 7.