

**SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM**  
Természettudományi és Informatikai Kar  
**Földtudományok Doktori Iskola**  
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**KÉSŐ-PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN ÁRTÉRFEJLŐDÉS AZ  
ALSÓ-TISZA MENTÉN**

*Doktori (Ph.D.) értekezés tézisei*

**HERNESZ PÉTER**

*Témavezető:*  
Dr. Kiss Tímea  
Egyetemi docens

**Szeged, 2015**

## 1. ELŐZMÉNYEK, CÉLKITŰZÉSEK

A folyók mentén kialakuló természetes árterek általában hosszú fejlődés eredményeképpen jönnek létre, így formakincstükben tükrözik a formálódásuk ideje alatt bekövetkezett változásokat. Ha módosulnak a folyó energiaviszonyai és munkavégző képessége, valamint a lefolyási körülmények is átalakulnak, akkor az ártérépülés folyamata is megváltozik. Az új fázisban az aktív meder közelében fekvő korábbi formák jórészt megsemmisülnek a laterális erózió vagy az őket betemető friss üledékek miatt. Az ártér távolabbi részein viszont megőrződhetnek, így a folyó dinamikájában bekövetkezett változásokra az idősebb formák alapján következtetni lehet (Nanson és Croke 1992, Vandenberghe 2003). Ennek köszönhetően a széles árterek vizsgálata kiválóan alkalmas a felszínfejlődés rekonstruálásához.

A Tisza felső szakaszain kialakult árterekhez (Beregi-sík, Közép-Tisza mente), valamint mellékfolyóinak vízrendszeréhez (Sajó-Hernád, Zagyva-Tarna, Körös, Maros) képest az Alsó-Tisza mentén megfigyelhető ártéri felszínnek és a formakincs geomorfológiai szempontú elemzése és értékelése – az utóbbi idők technikailag fejlettebb módszerei ellenére – eddig nem történt meg. A folyószakasszal kapcsolatos tanulmányok legnagyobb része több évtizede jelent meg és a vizsgálatok legtöbbször inkább logikai úton levezetettek, mint pontos mérésekkel alátámasztottak. A kutatási eredmények ráadásul számos ponton eltérnek egymástól, vagy éppen ellentétes álláspont alakult ki a kutatók között. Ez a terület ugyanakkor kulcsfontosságú lehet az Alföld folyóvízi folyamatainak megértéséhez, hiszen a pliocén óta csaknem állandó süllyedés hatására az Alföld jelentősebb folyói folyamatosan erre tartottak, tehát jelentős irányváltások itt nem következtek be. A folyóvízi folyamatokat viszont nagyban befolyásolhatta, hogy az ártér a Duna és a Maros hatalmas hordalékkúpjai közé ékelődik, így az azok felszínén zajló fiatalabb folyamatok elfedhették a korábbi tiszai formákat.

Az Alsó-Tisza mentén zajlott ártérfejlődéssel kapcsolatban nem tisztázott többek között az, hogy hány morfológiai szint különböztethető meg az ártéren, ezek mikor alakulhattak ki, és milyen tényezők irányították a folyóvízi folyamatokat. Nem világos az sem, hogy a Tisza alsó szakaszán jelentkező változások kapcsolatba hozhatók-e a Dunán zajlott változásokkal, és ha igen, annak hatása térben meddig terjedt ki.

Dolgozatom alapvető céljának tekintem a Tisza alsó, Csongrád és a torkolat közötti szakasza mentén kialakult ártér geomorfológiai alapú vizsgálatát, mely alapján a pleisztocén végi és holocén folyóvízi felszínfejlődést szeretném minél pontosabban rekonstruálni. A kutatáshoz

többlépcsős vizsgálatot állítottam össze, amely során az alábbi kérdésekre kerestem választ:

#### ***Az ártéri területek formakincsének elemzése***

- Az eróziós peremek alapján hány ártéri szint különböztethető meg az Alsó-Tisza mentén? Mi jellemző ezek térbeli kiterjedésére?
- Az egyes szintek kiterjedése alapján el lehet-e különíteni morfológiai egységeket a kutatási területen?
- Az ártéri szintek felszínén található elhagyott kanyarulatok milyen morфомetriai tulajdonságokkal rendelkeznek? Besorolhatók-e ezek különböző medergenerációkba? Mekkora lehetett mederkitöltő vízhozamuk?
- Az ártérből kiemelkedő eróziós szigeteknek milyen típusaik vannak? Mi jellemzi morфомetriájukat (pl. terület, szélesség, hosszúság)? Mi jellemzi magassági viszonyaikat és morfológiai jellemzőik térbeli alakulását?
- Az ártéri formakincs további elemei milyen térbeli jellegzetességeket mutatnak az egyes szinteken, illetve van-e különbség az ártér morfológiai egységeinek formakincse között?

#### ***Az ártéri területek magassági viszonyainak vizsgálata***

- Az előállított keresztmetszvények alapján a szinteket elkülönítő bevágódások milyen mértékű eróziót okoztak?
- A bevágódások mértéke változott-e a mintaterület morfológiai egységei között?
- Mi jellemző az egyes szintek esésére a hossz-szvények alapján?

#### ***Az ártéri formák anyagának szemcseösszetételi elemzése***

- Kimutatható-e valamilyen változás a hordalék szemcseösszetételét tekintve az egyes ártérképződési fázisok között?
- Mi jellemzi a bevágódások idején lerakódott üledékeket?
- Milyen mederkitöltő mélység jellemezte a kanyarulatokat?

#### ***Fejlődéstörténeti rekonstrukció***

- Mikor voltak az ártérképződési fázisok az Alsó-Tisza mentén? Ezeket milyen hidrológiai és morfológiai folyamatok jellemezték?
- Mikor indultak el a bevágódások? Mi válthatta ki a nagyobb eróziót? Egy időben jelentkeztek-e a kutatási terület morfológiai egységeiben?
- Hogyan változott a Tisza kanyarulatainak mérete, vízhozama, hordalékának összetétele a vizsgált időszakban? Ez hogyan

- kapcsolható össze az Alföldön kimutatott klimatikus változásokkal?
- Milyen mértékű lehetett a feltöltődés üteme az egyes ártérképződési fázisokban?
  - Mennyire illeszthető az Alsó-Tisza mentén felvázolt ártérfejlődési kép a Kárpát-medence késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténetébe?

## **2. ANYAG ÉS MÓDSZER**

A fejlődéstörténeti kérdések megválaszolásához különböző módszereket alkalmaztam. Törekedtem arra, hogy azonos eljárásokat és adatgyűjtési módokat használjak a kutatási terület egészén, azonban a rendelkezésre álló térképállományok eltérő méretaránya ezt nem minden esetben tette lehetővé. A geomorfológiai térképezéshez így az ártér szerbiai szakaszán más adatforrásokat is fel kellett használnom a formák elkülönítése során. A vízhozam-számításokat, valamint a folyóvízi üledékek szemcseösszetételi elemzését és OSL kormeghatározását viszont a teljes ártéri szakaszon egységes módszertant követve végeztem el, így a kapott eredmények alapján átfogó képet kaphattam az Alsó-Tisza menti ártéri területek fejlődéstörténetéről.

### **2.1. Geomorfológiai formák térképezése**

A vizsgálat első lépéseként a kutatási terület felszínformáit azonosítottam, melyet topográfiai térképlapok alapján végeztem el *ArcGIS* 10 szoftver segítségével, illetve terepbejárások során pontosítottam. A Magyarországhoz tartozó ártéri területeken az M=1:10000 méretarányú EOTR térképek és digitális domborzatmodellek alapján határoltam le a formákat, a terület szerbiai részén pedig az M=1:25000 méretarányú topográfiai térképeket és a 90 m-es felbontású SRTM-felvételeket, valamint műholdfelvételeket használtam fel.

Az elhagyott kanyarulatok mederkitöltő vízhozamát regionális érvényességű képletek (Gábris 1995, Timár és Gábris 2008, Sümeghy 2014) felhasználásával számítottam ki, melyekhez a morфомetriai paramétereket vettem alapul. Az adatok pontosításához néhány kanyarulat esetében nagy pontosságú GPS-mérésekkel keresztshelvényt is készítettem, a mélységet pedig fúrásokkal határoztam meg.

### **2.2. Az ártéri területek magasságviszonyainak meghatározása**

A különböző magasságban elhelyezkedő ártéri szintek és szigetek azonosításához átlagosan 5-8 km-enként szerkesztettem nyugat-keleti irányú keresztshelvényeket a topográfiai térképek alapján. Az ártéri szintek

magasságának folyásirányban történő alakulását pedig hossz-szelvények alapján vizsgáltam, az adatokat kilométerenként vettem föl, de ahol a szintek csak kisebb foltokban jelentek meg, az adatfelvétel sűrűségét 0,5 km-re növeltem. Az országhatártól délre fekvő 15 km-es szakaszon adathiánnyal kellett szembenéznem, de ez a változások tendenciáit szerencsére nem befolyásolta.

A digitalizálás után domborzatmodellt készítettem az ártéri szigetekről, mellyel azok pereme és a felszínformái is azonosíthatóvá váltak. Ezután meghatároztam a szigetek morfológiai paramétereit (terület, legnagyobb szélesség és hosszúság) és magassági viszonyaikat (abszolút magasság és az ártéri szintekhez viszonyított relatív magasság).

### **2.3. Az üledékek szemcseösszetéti vizsgálata**

A kutatási területen azonosított kanyarulatok övzónaiból és medréből, valamint a Tisza és a Maros aktív medrének alámosott partfalaiból származó minták szemcseösszetételének vizsgálatával a hordalék minőségének térbeli meghatározása volt a célom. Összesen 22 helyen fúrtunk meg a formákat és 21 szelvényt létesítettünk az aktív medrek partfalaiban. A mintavétel minden esetben 10 cm-enként történt. A szemcseméreteti osztályokhoz az Udden-féle skálát vettem alapul. Az eredmények értékelésénél a minták szemeloszlásának  $d_{50}$ -es és  $d_{90}$ -es értékét használtam fel.

### **2.4. OSL-kormeghatározás**

A kutatási területen az elhagyott kanyarulatok övzónaiból, valamint a Tisza és a Maros medrének partfalaiból vett üledékmintákon végeztem kormeghatározást végeztem, amellyel a felszínfejlődés folyamatainak időbeliségét tártam fel. A mintavételezés során célunk volt, hogy az adott kanyarulathoz tartozó legidősebb és legfiatalabb övzónát is megmintázzuk, mellyel az adott kanyarulat aktivitási időszakát határoztam meg. A partfalak esetében pedig a kulcsfontosságú rétegek (pl. paleotalajok, zónahatárok) korának megállapítása volt az elsődleges szempont, melyből az üledék-felhalmozódási körülmények egy-egy mozzanatára következtettem.

## **3. AZ EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA**

### **3.1. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek formakincse**

3.1.1. Vizsgálataim alapján az Alsó-Tisza menti ártéri területeken főként észak-déli futású, markáns eróziós peremek húzódnak, melyek morfológiai tulajdonságaikban jelentősen különböző *ártéri szinteket*

választanak el egymástól. A legalacsonyabb, *A-szint* elsősorban a mai folyókat kíséri és a szabályozások megkezdéséig rendszeresen előntötték az árvizek, így ez tekinthető a mai alacsony ártérnek. Területe 2160 km<sup>2</sup>, mely a kutatási terület egészének egyharmada. Csaknem teljes hosszában markáns perem (3-6 m) határolja, különösen a nyugati oldalon, ahol többnyire közvetlenül a legmagasabb térszínhez kapcsolódik. A *B-szint* folyamatosan nem, csupán változatos kiterjedésű foltokban maradt fenn, így a teljes területnek csupán 17,8 %-át (1160 km<sup>2</sup>) alkotja. Míg az *A-szinttől* elválasztó peremei markánsak (3-5 m), addig a legmagasabb, *C-szinttel* határos peremek általában kevésbé kifejezetten (1,5-2 m). A *legmagasabb térszín (C)* az Alsó-Tisza menti ártéri területeknek csaknem a felét alkotja (47,4 %, 3070 km<sup>2</sup>). Ez az ártéri szint a mintaterület északi felében csak az északkeleti peremterületen maradt fenn, délebbre a Maros hordalékkúpja és nyugaton a Duna-Tisza közének eolikus formái temették be (Kiss et al. 2013).

3.1.2. Az ártéri szintek szélességviszonyai, az eróziós peremek futása és kifejezettsége, valamint a formakincs alapján a kutatási terület ***három egységre*** osztható (Hernesz et al. 2015). A legkisebb területű (T: 984 km<sup>2</sup>), *északi* rész Dóc–Hódmezővásárhely vonaláig tart. Dél felé fokozatosan keskenyedik az ártéri szintek együttes szélessége (átlag: 24,3 km). Területének mintegy 2/3-t a C-szint teszi ki. Az egység déli határát ott húztam meg, ahol a C-szint nagyobb kiterjedésű, összefüggő egysége elvégződik. A kutatási terület *középső* egysége (T: 1424 km<sup>2</sup>) a Dóc–Hódmezővásárhely vonaltól a Horgos–Nagykikinda vonaláig húzódik. Itt az ártér szélessége átlagosan 21,2 km, ugyanakkor valamivel szűkebb északon. Területének legnagyobb része a legalacsonyabb ártéri szinthez sorolható (A szint: 59,7 %), amelynek futása nem egységes, hiszen Szegedtől délre kettévál. A *déli* egységben (T: 3941 km<sup>2</sup>) az ártér kiszélesedik (átlag: 36,5 km), felszínének nagy hányada pedig ismét a C-szinthez sorolható (60,2 %). A déli egység alsó harmadában a Duna és a Tisza ártere összekapcsolódik, az észak-déli futású eróziós peremek viszont jelzik, hogy az ártérfejlődés utolsó időszakában a Tisza szerepe meghatározó volt (Hernesz et al. 2015).

3.1.3. Az ***elhagyott kanyarulatokat*** (281 db) a horizontális kanyarlati paraméterek ( $R_c$ , L, H,  $W_{\text{átl}}$ ) eloszlási görbéi alapján négy csoportba soroltam. A ***legkisebb kanyarulatok*** (I. csoport) tagjai a mai Tiszánál kisebb méretekkel rendelkeznek, főleg a Maros hordalékkúpjának előterében és a Duna hordalékkúpjáról érkező kisebb vízfolyások mentén fordulnak elő (A- és C-szinten). A II. csoportba tartozók mérete a Tisza jelenlegi (szabályozások előtti) paramétereihez hasonló. Elsősorban a Tisza jelenlegi vonala menti szűk (3-10 km-es) sávban

találhatók (A-szint). A *III. csoportba* tartozó kanyarulatok 1,5-2-szer nagyobbak, mint a Tisza jelenlegi medre, és a II. csoporthoz tartozó kanyarulatok sávja mentén fordulnak elő vagy a legnagyobb medrekhez illeszkednek (A- és B-szint). A *legnagyobb kanyarulatok* a mai Tisza paramétereit legalább 4-5-ször meghaladják. Elsősorban a folyótól keletre, a C-szint felszínén jellemzőek.

- 3.1.4. Az elhagyott kanyarulatok *mederkitöltő vízhozamának* becsléséhez elsősorban Sümeghy (2014) képleteit alkalmaztam. A legkisebb medrek átlagos mederkitöltő vízhozama  $565 \text{ m}^3/\text{s}$  körül alakult. Ez a Maros és a Körös mai vízhozam-értékeihez hasonló. A közepes méretű kanyarulatok (II. csoport) átlagos mederkitöltő vízhozama ( $2007 \text{ m}^3/\text{s}$ ) megfelel a Tisza mai értékeinek, míg a nagyméretű kanyarulatok (III. csoport) mederkitöltő vízállásnál átlagosan  $4087 \text{ m}^3/\text{s}$  vizet szállíthattak. A legnagyobb paleo-medrek (IV. csoport) mederkitöltő vízhozama ( $10907 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ugyanakkor a mai Tisza értékeit 5-6-szorosan is meghaladta (Hernes et al. 2015).
- 3.1.5. A kutatási területen összesen 39 db *ártéri szigetet* különítettem el, melyeket morfológiailag két csoportra osztottam (Kiss et al. 2012a). A *valódi ártéri szigetek* egy korábbi ártérképződési fázis maradványai, általában több oldalról alámesták őket az egykori kanyarulatok vagy az aktív medrek, peremeik élesek. Felszínükön formák általában nem ismerhetők föl. A formák másik csoportja az elhagyott kanyarulatok bevágódása során létrejött ártéri szigetek (*umlaufberge*). Formálódásuk a belenövő kényszerített meanderekhez köthető, peremeik kevésbé élesek. Felszínükön 1-2 m-es magasságot elérő szintkülönbségek fordulnak elő, jelezve a korábbi övzátonyok és sarlólaposok helyét. Mivel a bevágódások idején formálódtak ki, további vizsgálatukat célszerűnek tartottam.
- 3.1.6. A C/B-szintek közötti bevágódáskor képződött *umlaufberge*hez tartozó *kanyarulatok mérete* folyásirányban nem változik jelentősen, mely két dologra vezethető vissza: (1) kialakulásukkor csak a vízgyűjtő felső szakaszairól jutott jelentős mennyiségű víz a folyórendszerbe, (2) a Tisza alsó szakaszán betorkolló ereknek és mellékfolyóknak nem volt akkora vízhozama, hogy a kanyarulatok méretét jelentősen befolyásolja. A B/A-szintek közötti *umlaufberge*ket ugyanakkor folyásirányban fokozatosan növekvő méretű kanyarulatok formálták (Hernes et al. 2015).
- 3.1.7. Az *övezővonalak száma az umlaufberge* felszínén utalhat a bevágódás ütemére, hiszen lassú bevágódás esetén több tagból álló övezővonal-sor alakulhat ki, gyors erózióval viszont kevesebb formálódik. A C/B-szintek közötti bevágódás idején kialakult *umlaufberge*ken kevesebb

övezetny található (átlagosan 3,5 db), melyek nem kifejezetten, csak nehezen felismerhetők. Ezzel szemben a B/A-szintek elkülönülése idején létrejött formákon nagy számban (átlagosan 8,8 db) őrződtek meg. Mindez arra utal, hogy a korábbi bevágódás gyorsabban ment végbe, mint a B/A-szintek közötti eróziós fázis.

- 3.1.8. Az ártéri formakincshez tartozó *egyéb formák* (övezetnyok, sarlólaposok, folyóhátak, fokok, ártéri lapályok) leginkább az alacsonyabb (fiatalabb) és kiszélesedő ártéri területeken őrződtek meg. Az egyes morfológiai egységek között jelentős különbség nem mutatkozik a gyakoriságukat illetően (Kiss és Hernesz 2011).

### 3.2. Az Alsó-Tisza menti ártéri területek magassági viszonyai

- 3.2.1. A keresztmetszvényeken jól kivehetők az eróziós peremek, melyek az ártéri szinteket elválasztják. A magassági adatok alapján az ártér nyugati és keleti oldalán is előforduló, egy-egy szinthez tartozó felszínnek azonosíthatók. Az északi egység nyugati részén az eolikus homokformák jól láthatóan megemelték a C-szint magasságát, illetve elfedték a folyóvízi formákat. A középső és déli egység keleti részén pedig a Maros hordalékkúpjának képződményei nyomultak a Tisza árterére kelet felől (Kiss et al. 2013).

- 3.2.2. A keresztmetszvények alapján megállapítható, hogy a C-szinten található kanyarulatok a B-szintig, míg a B-szint medrei az A-szintig töltődtek föl. Mindez azt mutatja, hogy az első bevágódás után a C-szint mélyebb fekvésű kanyarulatai alacsony ártérként funkcionáltak, felszínének nagy része viszont már a B-szint magas árterét képezte. A második bevágódás idején pedig a B-szint képezte az A-szint magas árterét, medreit viszont az A-szint rendszeres árvizei töltötték föl. Ekkor a C-szint felszíne már teljesen ármentessé vált.

- 3.2.3. Az északi egységben a legnagyobb mindhárom szint *esése*, ugyanakkor a közöttük levő magasságkülönbség nem változik jelentősen (párhuzamosak). A középső egységben az esésük mérséklődik, szintkülönbségük viszont továbbra is hasonló marad. Ezzel szemben a déli egységnél kezdetben az esés mindhárom szint esetében jelentősen megnő, magasságuk azonban eltérően változik, hiszen míg az A- és B-szintek közötti különbség enyhén növekedik, addig a B- és C-szintek inkább összetartanak egymáshoz képest. A kutatási terület legdélebbi részén az A- és B-szint esése tovább emelkedik, viszont a C-szint lejtése gyakorlatilag megszűnik. Ennek következtében az egyes térszínnek egymáshoz képest erősen széttartó futást vesznek föl (Hernesz et al. 2015).



3.2.4. Az esésben és a relatív magasságban bekövetkező változások a terület tektonikai mozgásaira vagy az erózióbázis (Duna) bevágódására utalhatnak. Ezek alapján a középső egységben (a Maros mai torkolata környékén) lehetett egy süllyedő terület, amely az ártéri szintek esésének csökkenését okozta. A süllyedés valószínűleg hosszútávon jellemezte ezt a területet, hiszen az északi egységben mindhárom szint esetében fokozatos hátravágódás jelentkezett. A déli egységben az A- és B-szintek megnövekedett esése is így alakulhatott ki. Az ezt kiváltó süllyedés viszont a Tisza torkolatától délre, esetleg a Duna mentén indulhatott el. A hátravágódás fokozatosan haladt felvízi irányba, melyet a két alsóbb szint divergens futása bizonyít.

### 3.3. Az ártéri formák anyagának szemcseösszetéti vizsgálata

3.3.1. A *C-szinten* vizsgált övzátányok szemcseösszetétele alapján jelentős különbségek tapasztalhatók viszonylag kis távolságon belül is a szállított hordalék szemcseösszetételében (pl. Kis-rév:  $d_{90}$ : 0,042-0,059 mm; Téglás-ér:  $d_{90}$ : 0,170 mm). Ez utalhat arra, hogy a C-szint aktív időszakában jelentős (klimatikus) változások következtek be, amelyek a folyók energiaviszonyait és a hordalék méretét is meghatározták (Kiss et al. 2014). De nem zárható ki a mellékfolyók hatása sem, hiszen a Tiszánál több és durvább hordalékú Maros gyakran változtatta futásirányát (Sümeghy 2014), mely Tisza hordalékviszonyait is befolyásolta.

3.3.2. A *B-szint* aktív időszakában jelentősen lecsökkent a folyók által szállított hordalék átmérője, mely az alacsony energiaviszonyokkal magyarázható (Hernesz és Kiss 2013). A *B- és A-szinteket elválasztó bevágódás* során viszont ismét egyre durvább hordalékot szállított a Tisza, bár a szemcseösszetétel alakulásában nem tapasztalhatók akkora változások, mint a korábbi eróziós időszak alkalmával.

3.3.3. A megmintázott kanyarulatok közül négy tartozik a legnagyobb medrek közé (IV. csoport), míg a III. csoportba három, a II-ba két kanyarulat sorolható. Szembetűnő, hogy a legfinomabb hordalékot (átlagos  $d_{90}$ : 0,081 mm) a legnagyobb medrek szállították, míg a III. csoport medreinek volt a legdurvább hordaléka (átlagos  $d_{90}$ : 0,203 mm). A II. kanyarulatgeneráció ismét finomabb hordalékkal rendelkezett (átlagos  $d_{90}$ : 0,097 mm). Ebből arra következtettem, hogy a vízhozam csökkenésével nem változott párhuzamosan a hordalék összetétele, mely a vízgyűjtőn bekövetkezett egyéb hatásoknak (pl. növényzet, esés változásai, löszös üledékek eróziója) tudható be (Hernesz et al. 2015). A durvább hordalék a bevágódások idején kialakult medrekhez köthető,

hiszen a III. generáció megmintázott medrei is főleg ekkor voltak aktívak.

3.3.4. A kanyarulatokba mélyített fúrások azt mutatják, hogy az aktív formálódás megszűntével a medrek igen finom ártéri üledékekkel töltődtek fel mindhárom szinten. Inaktívvá válásuk után tehát az árvizek vezetésében nem vettek részt, és az ártér legalacsonyabb részeit képezték, ahová csak a legfinomabb szemcseösszetételű lebegtetett üledék jutott el. Ez az aktív meder áttevődésére, avulziókra utalhat.

### 3.4. Az ártéri formák anyagának OSL kormeghatározása

3.4.1. Az OSL kormeghatározások alapján a legidősebb minta  $25,6 \pm 1,4$  ezer éves, míg a legfiatalabb csupán  $0,25 \pm 0,03$  ezer éve rakódott le. Így az Alsó-Tisza mentén lezajlott fluviális folyamatok a felső-pleniglaciális kezdetétől a holocén végéig rekonstruálhatóvá váltak (Hernes et al. 2015).

3.4.2. Általánosságban megállapítható, hogy a felső-pleniglaciális kezdete óta két, hosszabb ideig tartó ártérképződési fázis mutatható ki az Alsó-Tisza mentén (C- és A-szintek). A B-szint aktivitása és a térszíneket elválasztó bevágódások megindulása a pleisztocén végén és a holocén elején, mintegy 4-6 ezer év alatt játszódott le. Ezek az ártérképződési ciklusok viszont nem egy időben, a bevágódások pedig nem egyenlő mértékben jelentkeztek a kutatási terület egységeiben, ami jelzi, hogy az ártérfejlődést befolyásoló tényezők eltérő súlyúak voltak a vizsgált időszakban (Kiss et al. 2014).

### 3.5. Az Alsó-Tisza menti ártér fejlődéstörténete

3.5.1. A *felső-pleniglaciális első felében* volt aktív a C-szinten található nagybecskereki meder, melynek legidősebb övzátonya  $25,6 \pm 1,4$  ezer éves. Becsült mederkitöltő vízhozama  $10800 \text{ m}^3/\text{s}$  körül alakult, mely csaknem megegyezik a C-szinten található legnagyobb medergeneráció átlagával ( $10907 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A kanyarulat formálódása a mainál jóval hidegebb és szárazabb klimatikus viszonyok mellett ment végbe (Kiss et al. 2014). Viszonylag magas folyóvízi energiaviszonyokra utal a hordalék szemcsemérete ( $d_{90}$ :  $0,125 \text{ mm}$ ), de ez nem volt elegendő a fonatos mintázat kialakulásához (a kis esés és a fenékhordalék kis aránya miatt), mint számos nyugat- és közép-európai folyó esetében (Kasse et al. 2003, Starkel et al. 2015).

3.5.2. Az *utolsó glaciális maximum* idejéből származik a szegvári eróziós sziget magjából vett minta ( $20,1 \pm 2,4$  ezer év). Ekkor formálódott ki a Téglás-ér menti kanyarulat legidősebb övzátonya is ( $19,2 \pm 2,7$  ezer év). A Téglás-éri kanyarulathoz tartozó 8 övzátony a megnövekedett

folyóvízi aktivitást jelzi. A nagyobb eróziós képességet mutatja a durvább hordalék ( $d_{90}$ -érték: 0,242 mm és 0,152 mm). A kanyarulat méretei alapján a vízhozam nem változott jelentősen. Mindez azt mutatja, hogy a klíma erőteljes lehülése és a felnyíló vegetáció kevésbé érezte morfológiai hatását az Alsó-Tisza mentén, csupán a hordalék durvulását okozta (Hernes et al. 2015).

- 3.5.3. A szegvári ártéri szigete építő Tiszának még továbbra is ebben az ártérképződési fázisban képződött üledékei már a **Ságvár-Lascaux interstadiális** idején,  $18,1 \pm 2,4$  ezer éve rakódtak le (Kiss et al. 2012a). Hasonlóan a Kórógy-ér menti kanyarulat legidősebb övzátányához ( $18,0 \pm 1,3$  ezer év) és a Téglás-ér menti kanyarulat idősebb övzátányát borító 2-2,5 m-es eolikus homokréteghez ( $17,1 \pm 1,4$  ezer év). Az eolikus tevékenységgel szinte egy időben ( $16,9 \pm 1,1$  ezer év) formálódott ki a kanyarulat legfiatalabb övzátánya. Bár az interstadiális idején aktív medrek horizontális paraméterei (IV. csoport), a vízhozam értéke és az övzátányok száma nem mutatnak nagyobb változásokat az utolsó glaciális maximumhoz képest, a hordalék jelentősen finomodott. Az egyre sűrűbb és zártabb vegetáció (Gábris és Nádor 2007) hatására kevesebb hordalék jutott a mederbe, a löszképződés 3-4 ezer éve tartó folyamata (Sümegei et al. 2014) pedig már a folyók hordalékának finomodásában is megmutatkozott (Kiss et al. 2014; Hernes et al. 2015).
- 3.5.4. A felső-pleniglaciális utolsó hidegebb periódusában (**Dryas I.**) már a B-szint formálódott a kutatási terület déli részén, melyet Popov et al. (2008) adatai is alátámasztanak. Ez alapján az első bevágódás (a C/B-szintek közötti) a Ságvár-Lascaux interstadiális végén vagy a Dryas I. elején kezdődött a Tisza torkolata környékén. Ezt kiválthatta a Duna II/a teraszának kialakulása is, mely szintén a Ságvár-Lascaux interstadiális elején kezdődhetett meg (Gábris 2007, Gábris et al. 2012), és így a Tisza erózióbázisának szintje is lejjebb került.
- 3.5.5. A kutatási terület északi egységében a C- és B-szintek közötti bevágódás még a **Bölling-Alleröd interstadiális**ban sem nem indult meg, hiszen ekkor formálódott a C-szint Kórógy-éri medrének legfiatalabb övzátánya ( $13,2 \pm 0,9$  ezer éve), valamint a Kisrévi-kanyarulat alsó, övzátány-rétegeket tartalmazó zónája ( $13,1 \pm 1,2$  ezer év; Hernes és Kiss 2013). Eközben déli egységben már egy újabb bevágódás vette kezdetét (B/A-szintek közötti) melyet a törökbecsei umlaufberg felszínén található, a B-szinttel azonos magasságú övzátány kora ( $13,4 \pm 0,7$  ezer év) jelez (Hernes et al. 2015). Bevágódás zajlott a Dunán is, hiszen Gábris (2007) szerint a késő-glaciális kezdetén

jelentkező felmelegedés hatására a folyó II/a teraszának a Ságvár-Lascaux interstadiálisban megkezdett kiformalódását tovább folytatta.

- 3.5.6. A **Bölling-Alleröd interstadiális végén** és a **Dryas III. elején** már a középső és északi egységben is megindult a C- és B-szintek közötti bevágódás. Ezt a dóci umlaufberg jelzi, melynek legfiatalabb övzátánya  $12,8 \pm 0,8$  ezer éves. Ekkor már jelentősen csökkent a Tisza vízhozama, az eróziós szigethez tartozó kanyarulat már a III. csoportba sorolható ( $7480 \text{ m}^3/\text{s}$ ).
- 3.5.7. Az északi egységben a C/B-szintek közötti bevágódás a **preboreális** elején is tartott, melyet a batidai eróziós szigethegy fiatalabb övzátányának kora ( $11,4 \pm 2,0$  ezer év) mutat. A vízhozam ekkor is hasonló volt, mint a dóci kanyarulatnál ( $8240 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A fázis második felében viszont már a B-szint formálódása zajlott a középső és északi egységeken is, melyet a deszki kanyarulat kora bizonyít ( $11,0 \pm 0,7$ ;  $9,9 \pm 0,7$  ezer év; Sipos et al. 2009). Ekkor a déli egységben már az A-szint képződése folyt (Herneszt et al. 2015).
- 3.5.8. A középső és az északi egységben a B- és A-szintek közötti bevágódás a **boreálisban** zajlott. Ezt bizonyítja, hogy az **atlantikus fázis első feléből** származó minták a már az A-szint ártérképződési ciklusába tartoznak. Erre példa a Kisrévi-kanyarulat partfalának felső zónájának kora ( $8,0 \pm 0,8$  ezer év), melyhez hasonló az Ányási-kanyarulat legalsó rétege ( $7,4 \pm 0,5$  ezer év) is (Kiss et al. 2012b, Hernesz és Kiss 2013).
- 3.5.9. A **szubboreális** fázisban a Tisza kanyarulatának mérete már jelentősen lecsökkent. Ezt mutatja déli egység csürogi medre, mely  $3,2 \pm 1,1$  ezer éve volt aktív. Ez már a II. medergenerációhoz tartozik, becsült mederkitöltő vízhozama ( $2220 \text{ m}^3/\text{s}$ ) pedig alig nagyobb a Tisza mai értékeinél. A kanyarulatok morfológiai helyzete alapján a vízhozam csökkenése nem ugrásszerűen, hanem fokozatosan következett be, és a szubboreális fázis végén már a jelenlegi értékek jellemezték a Tiszát. Csakúgy, mint a **szubatantikus** fázis idején (Herneszt és Kiss 2013), amikor a Kis-Tisza kanyarulatai alakultak ki ( $2,0 \pm 0,2$  és  $1,1 \pm 0,1$  ezer év).
- 3.5.10. Vizsgálataim során bebizonyosodott, hogy számos korábbi kutatással ellentétben (pl. Miháltz 1967, Mátyus 1968, Popov et al. 2008, 2012) az Alsó-Tisza mentén nem két, hanem három morfológiai térszín különböztethető meg, melyeket két markáns bevágódás különített el. A kormeghatározások és a morfológiai elemzések adatai ugyanakkor alátámasztják Somogyi (1962, 1967) elméletét, miszerint a Tisza mentén kimutatott ármentes felszín a Duna II/a számú teraszával rokonítható, kialakulásának kezdete a Duna eróziós fázisaival hozható összefüggésbe.

3.5.11. Eredményeim alapján az Alsó-Tisza mentén kialakult három ártéri szint formálódását leginkább 1) a dunai torkolat közelsége és 2) a vízgyűjtő felső részétől való nagy távolság, valamint 3) a klimatikus tényezők és 4) a lokális tektonikai mozgások együttese határozta meg (Hernesz et al. 2015). Így a bevágódási és feltöltődési fázisok rendkívül összetett fejlődés eredményeképpen alakultak ki, nem köthetők egy-egy tényező közvetlen hatásához.

## Az értekezéshez felhasznált publikációk

- Hernesz P., Kiss T., Sipos Gy. 2015: Ártéri szintek és paleo-medrek: ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén. *Földtani Közlöny* 1-19. In press.
- Kiss T., Hernesz P., Sümeghy B., Györgyövícs 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 International*, 1-14. In press.
- Kiss T., Sümeghy B., Hernesz P., Sipos Gy., Mezősi G. 2013: Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros-hordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemények* 137/3, 269-277.
- Hernesz P., Kiss T. 2013: A Tisza meder partfalának vizsgálata: késő-pleisztocén és holocén folyóvízi folyamatok az Alsó-Tiszán. *Hidrológiai Közöny* 93, 13-19.
- Kiss T., Hernesz P., Sipos Gy. 2012a: Meander cores on the floodplain – an early Holocene development of the low floodplain along the lower Tisza region, Hungary, *Journal of Environmental Geography*, 5/1-2. 1-10.
- Kiss T., Sipos Gy., Blanka V., Sümeghy B., András G., Hernesz P., Benyhe B. 2012b: Egyensúly és érzékenység, küszöbérték és agressziós hullám: a folyó, mint tájalkotó elem rendszeralapú értelmezése, In: Farsang A., Mucsi L., Keveiné B. I. (szerk.): *Táj – Érték, Lépték Változás*, 107-119.
- Kiss T., Hernesz P. 2011: Az Alsó-Tisza-vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora. *Földrajzi Közlemények* 135/3, 261-275.