

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi és Informatikai Kar
Természeti Földrajzi- és Geoinformatikai Tanszék
Geográfus MSc.

OTDK DOLGOZAT

Recens folyóbevigódások kimutatása a Maroson

Nagy Zoltán

Témavezető: Dr. Kiss Tímea

SZEGED

2012

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	2
2. Irodalmi előzmények.....	4
2.1. A teraszok általános jellemzése és a teraszképződés.....	4
2.2. Teraszok vizsgálatának módszerei.....	8
2.3. Bevágódás és teraszképződés környezetre gyakorolt hatása.....	10
2.4. Alacsony árterek és teraszok recens kialakulása Európában.....	12
3. A Maros általános jellemzése.....	15
3.1. Maros hordalékkúpjának és teraszainak kialakulása.....	15
3.2. A Maros-vízgyűjtő területek éghajlata.....	16
3.3. A Maros hidrológiai jellemzői.....	17
3.4. A Maros szabályozása.....	19
3.5. A részletesen vizsgált Maros szakasz bemutatása.....	19
4. Vizsgálati módszerek.....	21
5. Eredmények.....	23
5.1. Kisvizek alakulása 1876-2011 között.....	23
5.1.1. Vízállástartósság.....	25
5.1.2. Vízhozamok alakulása.....	30
5.2. Maros menti alacsony és magas árterek jellemzői.....	32
5.2.1. Árterek csoportosítása.....	32
5.2.2. A bányászott szakasz (80-145 fkm) árterei.....	33
5.2.3. A meanderező szakasz (55-80 fkm) árterei.....	37
5.2.4. A fonatos szakasz (27,8-55 fkm) árterei.....	39
5.2.5. A fejletlen kanyarokkal tagolt szakasz (0-27,8 fkm) árterei.....	42
5.3. A bevágódás tér és időbeli folyamata.....	44
6. Összegzés.....	47
7. Felhasznált irodalom.....	49

1. Bevezetés

A Maros eredeti kanyargós, meanderező folyását a 19. századi folyamszabályzások során alakították át. A meder lerövidített és kiegyenesített formája sok változást hozott magával, elsősorban a folyó hossza közel felére csökkent, esése meg duplázódott. Így erős bevágódás indult meg, amire számítottak is a tervezési munkák során, hiszen a szabályozás egyik célja a hajózás megkönnyítése volt. Ugyanakkor a bevágódás mértéke nem a vártnak megfelelően alakult, ugyanis nem a bevágódó jellegű, mély meder formálódott ki, hanem a nagy energiájú és hordalékhozamú szakaszokra jellemző, széles völgytalp és sekély fonatos meder jött létre, zátonyokkal és szigetekkel kísérve. Ez a mintázat a nagy mennyiségű hordalék és a nagy esés következtében jelent meg, amivel korábban nem számoltak.

A topográfiai térképeken és műholdfelvételeken láthatóak a folyóparton olyan területek, amelyek felszínborítottsága nagyban eltér a gátak közti területek megszokott növényzetétől és egyben területhasznosításától. Ezeknek a folyóhoz közelebb eső területeknek a folyó alsó 50 kilométerén főként erdős, sűrű vegetációja van, míg a fentebbi szakaszon, a folyóparton erőteljes bányászati tevékenység zajlik. Ezeken a felszíneken a területhasználat ilyen fokú eltérése a hullámtéren belüli magasságkülönbséget, illetve eltérő árvízi elöntési gyakoriságot jelez és vált ki. Mindezek mellett a szabályozások hatására kialakult, az 1950-es évekbeli légi fotókon még nagy felületű zátonyfelszínekként jelenlévő térszínek eltűnőben vannak, illetve ezeket a növényzet egyre inkább benövi, ami arra utal, hogy egyre kevesebbszer önti el az árteret az árvíz. Emellett a folyó szélessége is csökkent műholdfelvételek és Sipos (2006) kutatásai alapján. Mindezek arra engedhetnek következtetni, hogy a meder elkezdett bevágódni, a korábbi zátonyok már alig kerülnek víz alá, esetleg egy teraszrendszer kezdemény van kialakulóban. Ez a bevágódási folyamat következménye lehet a természetes folyómorfometriai változásoknak vagy akár újabb antropogén behatásoknak, például fentebbi szakaszon történő kavicsbányászatnak, vagy a Tisza bevágódásának.

Amennyiben valóban változások folynak le a Maros medrében és árterén, akkor azok befolyásolhatják a folyón lefutó árvizek magasságát és esetleg gyorsaságát, a növénytársulások milyenségét és a fajok elterjedési különbségeit az árterén.

Munkám során célom annak feltárása, hogy a teraszképződés folyamata hogyan zajlik a Maroson, melyek a kiváltó tényezők. A Maros menti esetleges terasz, illetve alacsony- és magas ártér kialakulásának vizsgálatához egy többlépcsős kutatást végeztem, többféle módon közelítve meg a problémát.

- Az éves kisvizek és a hozzájuk tartozó vízhozamok alakulásának vizsgálatával célul tűztem ki a bevágódás idejének meghatározását, illetve a vízmérce adatok összehasonlításával a bevágódás irányának és kiváltó tényezőinek azonosítását.
- A Maros mentén megjelenő alacsony- és magas ártéri felszínek azonosításával, kiterjedésük és formakincsük vizsgálatával célom az újonnan létrejött felszínek azonosítása, a folyamat térbeli vizsgálatával.
- Az alacsony- és magas árterek magassági viszonyai alapján célom annak meghatározása, hogy alulról vagy felülről indult-e meg a bevágódás.
- Végül célom egy felszínfejlődési modell felállítása a Maros 19-20. századi mederfejlődésére vonatkozóan.

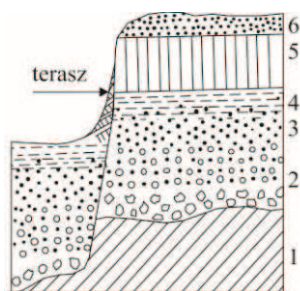
2. Irodalmi előzmények

Mivel a bevágódás folyamatának eredményeként alacsony- és magas ártér jött létre, ami a teraszképződés első lépésének tekinthető, ezért először a teraszképződés kialakulásáról, azok vizsgálati módszereit és levonható következtetéseit, illetve a folyóbevágódások recens, európai megjelenését, kiváltó okait és következményeit ismertetsem.

2.1. A teraszok általános jellemzése és a teraszképződés

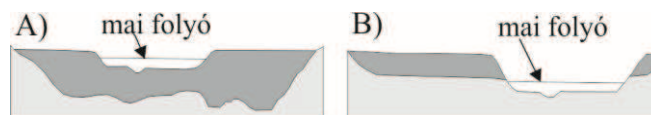
A következő fejezetekben összefoglalom a terasz és ártér képződés menetét és azok vizsgálatának módszereit több szerző művei alapján. Ez fontos, hogy megértsük, hogyan alakulhatnak ki elkülönülő alacsony- és magas árterek a Maros mentén is. Illetve kifejtem a folyóbevágódás környezetre gyakorolt hatását és mai európai példákkal is szolgálok.

A terasz olyan viszonylag sík – legfeljebb enyhén lejtő –, a folyóvíz által kialakított terület a vízfolyás mentén, amelyet a legmagasabb árvizek szintje sem szokott már elérni, és amelyen, a felszínen általában a folyó üledékei is megtalálhatóak. A teraszok kialakulása során a folyó alapvetően bevágódik vagy (1) a kemény sziklaágyba, szálaban álló kőzetbe – ez esetben nem mindig található meg lerakott folyóvízi üledék a felszínen vagy az alatt, vagy csak nyomokban (Marsh és Dozier 1981); vagy (2) a korábban a folyó által lerakott üledékekbe (1. ábra). Az első esetben sziklateraszoknak nevezett fajtájuk jelenik meg, a másodikonál azonban már hordalékteraszoknak hívják őket. Normális teraszképződés esetén az üledékek alulról felfelé egyre finomodnak, mivel ahogy nő a terasz magassága, feltöltődöttségének mértéke, annál ritkábban éri el az árvízi szint, így egyre finomabb üledék rakódik le a felszínére (Lóki és Szabó 2007).



1. ábra: A folyóvízi teraszok általános keresztmetszeti képe: (1) az alapkőzet, (2) a felfelé finomodó kavicsos üledék, a (3) folyami homok, (4) folyami homokos iszap, iszap, agyag, (5) lösz, (6) futóhomok (forrás: Lóki és Szabó 2007).

Morisawa (1985) ugyanakkor megkülönbözteti még a teraszokat aszerint, hogy bevágódás vagy feltöltés eredményezi-e teraszok létrejöttét (2. ábra). Ez a csoportosítás nagyban hasonlít az előzőre, ez sem tesz különbséget az alapkőzet minőségében, azonban nem veszi figyelembe a korábbi folyóvízi üledékek meglétét sem.



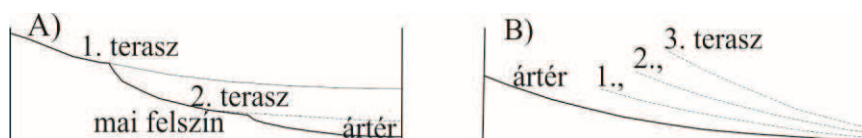
2. ábra: Feltöltő (A) és eróziós (B) teraszok, világosszürke az alapkőzet, sötétszürke a lerakódott folyóvízi üledékek vannak ábrázolva. (forrás: Morisawa 1985).

A teraszokat lehet még csoportosítani az alapján is, hogy a folyó mentén van-e saját párjuk a szemben lévő oldalon, avagy sem (Morisawa 1985). A folyó mellett fellelhető teraszoknak kisebb hányada páros terasz, vagyis a folyó két oldalán párosan, nagyjából azonos magasságban jelennek meg. Sokkal gyakoribb, amikor vagy csak a folyó egyik oldalán képződnek teraszok, például egy hegység emelkedése során (Pécsi 1959, Morisawa 1985), vagy mikor az egymással szemben lévő teraszok nem egy magasságban vannak egymással (3. ábra), ezeket nevezzük páratlan teraszoknak (Marsh és Dozier 1981). A páratlan teraszok nagy számának létrehozásához azonban hozzájárul a teraszok természetes pusztulása is. Pusztulásuk lehet betemetődés általi, például jégkorszak idei lösz ráhordás révén (Pécsi 1959, 1991), különböző lejtőfolyamatok, a terasz alámosása vagy erősen megváltozott viszonyok közt újabb üledékek rátelepülése miatt, ez utóbbi főleg alacsonyabb az hordalék-teraszokra jellemző (Morisawa 1985).



3. ábra: Teraszok megjelenési formái: A - páros teraszok keresztmetszeti képe (a) és tájbeli megjelenése (b), illetve ugyanez páratlan (B a-b) teraszok esetén (forrás: Summerfield 1991).

További csoportosítási módjai lehetnek a teraszoknak, hogy végig követik-e az adott folyót egy hosszabb szakaszon (4. ábra) vagy csak helyenként jelennek meg. Abban az esetben, ha hosszasan jelen vannak a folyó mentén, átmenő teraszoknak, amennyiben csak helyenként tűnnek fel lokális teraszoknak nevezzük őket (Lóki és Szabó 2007).



4. ábra: Teraszrendszerek metszeti (A) és hosszanti (B) képe (forrás: Marsh és Dozier 1981).

A teraszképződéseknek általában nem csak egy kiváltó tényezője tud lenni, így több, az alább felsorolásra kerülő teraszképződési ok is szerepet játszhat a teraszok kialakításában:

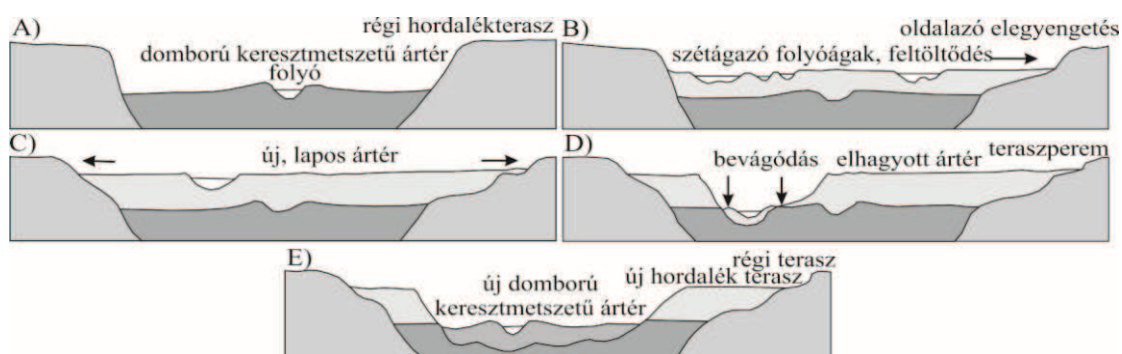
- 1) *Tektonikus teraszelmélet:* Különböző tektonikus változások hatására alakulnak ki teraszok, ha a tektonikus változás a folyó esésének növekedésével jár. Ilyenkor a vízfolyás bevágódik korábbi árterébe, kialakítva teraszait. Ez az esésnövekedés létrejöhet vagy a felső szakasznak az emelkedésével vagy az alsó szakasznak a süllyedésével (Pécsi 1959, Gábris 1997).
- 2) *Klimatikus teraszelmélet:* Különböző éghajlati változások miatt következnek be bizonyos hidrológiai változások a vízfolyáson. Ha a csapadék mennyiség megnő a folyó vízgyűjtőjén, akkor megnő a vízhozam, és ezzel a folyó eróziós képessége is, mivel nagyobb vízmennyiség nagyobb mennyiségű hordalékot mozgat meg a folyó aljzatán, ami jobban koptatja a meder alját. Ha ezzel egy időben az éghajlat melegebbé is válik, a sűrűsödő vegetáció visszafogja a folyóba mosódó üledékek mennyiségét, ezzel csökkentve a folyó hordalékszállítását, aminek következtében megjelenik a tisztavíz-erózió. Hogyha valamilyen hatás miatt a folyóvízből hordalék ülepedik le, a víz a meder aljzatából hordalékot fog felvenni, és ez kiváltója lesz egy erőteljesebb meder erodáló tevékenységnek, ezt nevezzük tisztavíz eróziónak. Ezen esetekben a bevágódás mértéke nőni fog (Gábris 1997, 2006).

Azonban, ha csökken a vízgyűjtőre hulló csapadék mennyisége a folyó vízszállítása is csökkenni fog, aminek következményeképp csökken a hordalékszállítás és az feltöltődés lesz jellemző. Amennyiben ehhez csökkenő hőmérséklet is társul (és pl. megnő a fagy szerepe), ritkul a növényzet, csökken annak a felszínt védő hatása, megnő a fagyaprózódás mértéke, és a tömegmozgások a lejtőkről nagy mennyiségű törmelékkel szállíthatnak a mederbe. Ezek a folyamatok az árterek felkavicsolását fogják eredményezni (Gábris 1997, 2006). A Föld jelentős részén így fejlődtek a teraszok, ugyanakkor arid területeken a hőmérséklet csökkenés a növényzet sűrűsödéséhez és a nedvesség növekedéséhez vezethet, így fordítottnak hathat a hordalékképződés folyamatára (Pécsi 1959).

- 3) *Erózióbázis szintjének változása:* A tengerszint és erózióbázis szintjének csökkenésével a befogadóba ömlő folyó esése és sebessége megnő a torkolatnál a korábbi viszonyokhoz képest, így az alsó szakaszán bevágódhat, ami teraszok kialakulásához vezethet. Erózióbázis szintjének emelkedése esetén ugyanakkor csökken a folyó esése és sebessége, így akkumuláció léphet fel, ami a későbbi teraszok anyagát alapozhatja meg (Butzer 1986).

4) *Antropogén hatásra bekövetkező teraszképződés* a klímaváltozásokhoz hasonló változások miatt jelenhetnek meg, pl. tisztavíz-erózió megjelenését válthatja ki völgyzárógátak építése (Graf 2005). A víztározók vagy vízerőművek völgyzárógátjai mögött kialakított mesterséges tavakban a vízfolyás sebessége lelassul, így az általa szállított hordalék leülepedik annak medrében. A csökkenő hordalék szállítás miatt így jelenthet meg az erózió a folyó gát alatti szakaszán, ami szélsőséges esetben teraszfelszínek létrejöttével is járhat (Bravard 1997, Lenzi et al. 1999, Wyzga 1999, 2001). Közvetve hozhat létre még bevágódás a vízgyűjtőn megváltozik a jellemző felszínhasználat, például erdők telepítésével (Bravard 1997, Rinaldi és Simon 1998, Antonelli et al. 2004).

A hordalék-teraszok képződését öt szakaszban írja le Butzer (1986). Az eredetileg domború ártéri síkon (5A. ábra) valamilyen környezeti hatásra szétágazó, fonatos ágak jelennek meg (5B. ábra) amelyek hordalék lerakásuk által durva üledékekkel terítik be a korábbi ártér felszínét. A feltöltődést végül az oldalazó erózió váltja fel (5C. ábra), így egy újabb, lapos ártér keletkezik. Ez esetben a folyó életében valamilyen hidrológiai változásnak kell fellépni, ami a vízjárását megváltoztatja, és bevágódást indít el a korábban lerakott hordalékában (5D. ábra). Ha újra megjelenő finom hordalék lerakása és az oldalazó elegyengetés újra domború keresztmetszetű árteret hoz létre, ami hasonlít az eredeti, kiinduló állapotra, de itt már az ártér kisebb átmérőjű lesz (5E. ábra) (Butzer 1986).



5. ábra: A folyóvízi árterek kialakulása, ahol A-E a teraszképződés különböző fázisa (forrás: Butzer 1986).

2.2. A teraszok vizsgálatának módszerei

Teraszok korának és egymás közti kapcsolatuknak megállapítása korántsem egyszerű. A hazai teraszok kora általában negyedidőszaki vagy annál idősebb, mint például a Duna esetében. Ennyi idő alatt természetes a nagymértékű üledék ráakódás vagy a terasz anyagának elhordódása és lepusztulása.

A teraszok vizsgálati módszereinek két nagyobb van. Közvetlen vizsgálati módszereknek hívjuk azokat, amelyek gyakorlatiasan a teraszt vagy az abban lévő eltemetett anyagokat és jelenségeket vizsgálnak (Pécsi 1959). Ezen esetekben gyakran alkalmaznak radiokarbonos kormeghatározási módszereket, biológiai összehasonlításokat (pl. pollenanalízis, paleontológiai leletek).

A teraszok paleontológiai leletei alapján történő időbeli besorolására főleg gerinces állatok vagy fás szárú növények alkalmasak. A módszer pontatlansága a leletek esetenkénti áthalmozódásából következik, amennyiben a folyó alámossa saját, idősebb teraszát, így az újonnan kialakulóba lerakódhatnak korábbi korok fossziliái (Pécsi 1959).

- 1) Régészeti leletek felhasználása gyakran pollenanalízis alkalmazása mellett történik. Az áthalmozódás veszélye itt is fennáll, de amennyiben a leletek rendezetten helyezkednek el, mutatják, hogy eredeti környezetükben vannak, nem pedig átforgatott üledékben (Pécsi 1959, Gábris 2006).
- 2) Édesvízi mészkő telepek esetén, a mészkő rétegek alsó szintje mutathatja a terasz eredeti szintjét, amire a rétegek ráépültek. Emellett a mészkőben található fossziliák is sok esetben jó kiinduló pontot adnak a terasz korának meghatározásához (Schweitzer 2000, Gábris 2006).
- 3) Pleisztocén időszakban képződött teraszok elkülönítésére alkalmasak még a különböző szoliflukciós jelenségek megmaradt nyomai (például a fagyzsákok, jégékek). Amelyik teraszokon ezek megjelennek, az a terasz mindenképp már a pleisztocénben keletkezett, ahol viszont már eltűnnek az már a pleisztocén-holocén határt jelzi (Pécsi 1959).
- 4) Szárazföldi löszrétegek rátelepülése a teraszszintekre is mutatja a korukat. Legalább pleisztocén korú teraszokra települhettek csak lösz rétegek, a lösz jégkorszaki képződése miatt. Ezen kívül segíthetnek még a benne eltemetett fosszilis talajzónák más lösz szelvényekkel összevetve, esetleg más korábbi éghajlati táblázatokhoz való hasonlításuk. Ugyanakkor a löszrétegek hiánya nem jelentheti a terasz holocén

vagy pleisztocénnél idősebb voltát, mivel a könnyen erodálódó löszrétegeket az erózió nyomtalanul lehordhatja (Pécsi 1959).

- 5) Ezeken kívül, főképp a fiatalabb teraszokban eltemetett paleotalajok vizsgálata is lehetséges és genetikai vizsgálatuk segíthet a kormeghatározásban (Pécsi 1959).
- 6) Kavicsok görgetettségének (lekerekítettségének) meghatározása után, azokat összehasonlítva is meg határozhatók a kialakulásuk körülményei. Alig lekerekített, sarkos kavicsok mindenképp felsőszakasz jellegű vízfolyás mellett keletkeznek, míg az egyre lekerekítettebb kavicsok a vízfolyások alsóbb szakaszain fordulnak elő, (a szemcseméret folyamatos csökkenése mellett). Ezen kavicsminták összehasonlításával megállapítható esetleges genetikai rokonság különböző teraszok közt (Pécsi 1959).
- 7) Srivastava (2002) optikailag stimulált lumineszcenciás módszerekkel vizsgált folyóteraszokat a Gangesz mentén. A teraszok lehetnek folyóvíz által kialakított, illetve tektonikuskeletkezésűek. A lumineszcenciának számos típusa van, mindegyiknél a vizsgálat az elektronok gerjesztődésére és a fénykibocsátására alapul. Az optikailag stimulált lumineszcencia vizsgálatok során az anyagmintákat rövid ideig nagy intenzitású fénnel sugározzák be, aminek hatására a kristályrácsok hibás részein felhalmozódott elektronok felszabadulnak fényjelenség kíséretében. A felszabaduló fény mennyisége és annak erőssége pedig összhangban áll a minta betemetődési korával (Ruszkiczay 2004), tehát így a teraszképződés ártérképződési fázisának a kora adható meg. Ha a teraszfelszínt valamilyen (például eolikus) üledék fedte be, akkor az üledék kora a terasz minimum korát jelzi (Sümei 2003).
- 8) Paleofelszínek vagy folyók bevágódásának folyamata vizsgálata elvégezhető kozmogén izotópok vizsgálatával is, ilyenkor a be vagy kitezetődés korát állapítják meg. A vizsgálatok során a kozmikus sugárzásból származó vagy a kismennyiségben felszín alatt is keletkező nukleidok mennyiségét mérik, a folyamat hasonló az optikailag stimulált lumineszcenciás mérésekhez (Ruszkiczay 2004).

Közvetett vizsgálati módszerek, főleg a geomorfológia összehasonlító eszközeivel dolgoznak, egy távolabbi szemszögből vizsgálódnak és általában nem gyakorlati méréseket alkalmaznak. A teraszok vizsgálata ez esetben szubjektív és akár pontatlan is lehet, ugyanakkor perdöntő lehet egy- terasz időbeli besorolásánál vagy határolásánál (Pécsi 1959):

- 1) Azonos magasságú teraszok általában azonos korúak lehetnek. Ez esetben a terasz folyóval átellenes oldalán vagy azonos oldalán, egy másik szakaszon lévő teraszt lehet összehasonlítani. Ilyen jellegű vizsgálat során fontos azonban definiálni, hogy honnan

mérik a terasz magasságát, a folyó vízszintjétől, vagy ártér, esetleg másik terasz szintjétől. A nem egységesen süllyedő vagy emelkedő szakaszok miatt ez a módszer főleg rövidebb szakaszokra alkalmazható, ameddig még azonos a felszín emelkedése és süllyedése (Pécsi 1959).

- 2) Sok esetben az előzőnél célravezetőbb a morfológiai formák egymáshoz viszonyított magasságát figyelembe venni. Ez esetben a teraszokat arányaiban vizsgálják, nem pedig konkrét magassági adatokat vesznek figyelembe, azaz relatív, egymáshoz való viszonyukat írják le. Többféle megközelítést alkalmaznak: az alacsony ártértől felfelé számolva, a felső teraszoktól lefelé számolva, stb. azonban biztos megállapítást egyedül csak ezzel a módszerrel sem lehet tenni. Mindegyik esetben több módszer összevágó eredménye szükséges a minél pontosabb meghatározáshoz (Pécsi 1959).

Teraszok vizsgálat esetén fontos leszögezni, hogy Pécsi (1959) szerint a Dunánál még 6-8 méteres magasságban fekvő terasz-szerű képződmények nem teraszok. Esetenként tévesen terasznak nevezik, időnként „új holocén terasznak”, azonban véleménye szerint ilyen magasságú szintek még az alacsony vagy magas ártér részei. Ilyen magasságú területet a nagyobb áradások időnként előnhetnek, így már a terasz fogalmának sem felelhetnek meg. Véleménye szerint terasznak csakis 10-12 méteres magasságtól lehet tekinteni egy képződményt a Duna mentén.

2.3 Bevágódás és teraszképződés környezetre gyakorolt hatása

A folyók bevágódásának és a teraszok kialakulásának számos közvetlen és közvetett hatása van a szűkebb és tágabb környezetükre is. Ezek a hatások általában mind érintik a talajvízszint változást, a flóra és fauna megjelenését. A változások egyértelműek egy néhány évtized alatt megsüllyedő szakaszon főleg ott, ahol akár több tíz métert is bevágódhat a vízfolyás (Burnet és Schumm 1983), de kisebb, 1-2 méteres vagy annál is kisebb mértékű változás már hatással van környezetére, bár ezek a hatások később jelentkeznek (Bravard 1997, Lenzi et al. 1999). Ennek következményei a folyó mentén a következők lehetnek:

- 1) A meder keresztmetszetének csökkenése, illetve az árvizek által érintett ártéri területek csökkenése (Bravard 1997).
- 2) Ha az egykori ártérből magas ártér vagy terasz alakul ki, akkor a felhalmozódó üledékei finomodnak a már leírt, teraszképződés során jellemző folyamatok miatt.

Illetve mivel az árvizek ritkábban érik az adott felszínt a terasz területe egyértelműen szárazabbá válik, mint korábban volt (Wyzga 2001).

- 3) Gyakorta a folyamszabályozási munkálatok következtében folyók ártéri keresztmetszete csökken, minek hatására nőnek az árvizek magassága. Ehhez a hatáshoz még hozzájárul az üledékek gátak közötti lerakódása, ami az árvizek szintjét tovább növeli, ugyanakkor a folyó mélyebbre kerülésével csökkenhet az árvizek magassága is (Sipos et al. 2006; Wyzga 1998, 2001).
- 4) Bravard (1997) megfigyelései alapján a bevágódó folyók közvetlen környezetében csuszamlások, omlások, kúszások és suvadások is előfordulhatnak a folyómedrek mélyülése miatt.
- 5) A folyóbevágódás és teraszképződés hatására jellemzően csökken a talajvízszint magassága a folyó környezetében. Ez a csökkenés függ a hidrogeológiai viszonyoktól, például az alapkőzet porozitásától, permeabilitásától, dőlésszögétől vagy a víztartó kőzet vastagságától, a talajvíz áramlási viszonyaitól. Bravard (1997) franciaországi kutatásai alapján három kategóriába osztotta a talajvíz csökkenés mértékét:
 - a) A kisebb, mint 1 méteres bevágódás esetén a közeli felszín alatti vizek süllyedése nem számottevő. Ez még nem rendezi át jelentősen a növényzeti foltok helyzetét, az egész ökoszisztéma ilyen esetekben még fennmaradhat komolyabb károsodás nélkül. Persze vannak érzékenyen reagáló fajok, amelyeket már kisebb mértékű talajvízszint csökkenés is erőteljesen érint.
 - b) Ha a talajvízszint csökkenés 1-3 m közötti, akkor már komolyabb változások állnak be a folyó menti ökoszisztémák elterjedésében, megjelenésében és területi eloszlásában. A vízfolyástól távolabb fekvő területeken a talajvízszint csökkenése fokozatosan kisebb mértékű.
 - c) A 3 méteres vagy annál nagyobb talajvízszint csökkenés esetén a folyó menti területek növényborítottsága gyökeresen megváltozik, mind a természetes növényzete, mind a mezőgazdasági hasznosíthatósága is. A növényborítottság ilyen mértékű változása esetén a folyóba bemosódó üledékek mennyisége és minősége is megváltozhat, illetve az árvizek idején történő üledék lerakódás jellemző területe is megváltozik. Ekkora talajvízszint csökkenés általában erőteljes bevágódás mellé társul, továbbá így a felszíni lepusztulás is megnövekedhet a korábbi ártéren.
- 6) A gátakon belül maradt területek hasznosítási lehetőségei is változhatnak a folyó mentén. A szárazabbá, árvízmentessé váló területek kiváló lehetőséget nyújtanak a mezőgazdasági művelés számára (Gábris 2007).

- 7) A legtöbb környezeti tényezőben beállt változás kihat az érzékenyen reagáló bioszférára is. A korábban felsorolt változó környezeti körülmények közül a talajvízszint magassága az, ami leginkább kihat a növény- és állatvilág épségére és egyensúlyára. A csökkenő talajvízszint hatására folyamatosan veszik át a szárazabb körülményeket kedvelő növények a korábbi vízkedvelő növényzet által megtelepült területeket. A növényzet változásával az állatvilág is változik az élőhelyek megváltozása miatt (Bravard 1997).
- 8) A dél-franciaországi Isère folyón 0,5 m-es bevágódás esetén is már megváltozott a növényzet záródási folyamata, szukcessziós sora (Bravard 1997). A vízkedvelő fajok megritkultak az egykori élőhelyükön a folyók mentén, más keményfáknak adva át a helyüket pl.: bükk, kőris, és hársliget.

Az igazán jelentős változás azonban az 1-3 m közötti bevágódás esetén fordult elő, ahol a szukcessziós sor is megváltozott helyenként. Fontos tényező ez esetben, hogy milyen a talaj alapköze. Bravard (1997) ha nagyszemcsés, kavicsos talajokat talált, ekkora bevágódás esetén igen komoly változás állt be a növényzet képében. Azonban a jobb víztartó képességűeknél, a homoknál finomabb frakcióknál (kőzetliszt, agyag) vagy tőzeges talajok esetében jóval kisebb méretű változások álltak be. Ilyen alapközeten képződött talajok a vizet tovább tudják tárolni, így az időszakos magasabb vízállásokból el tudtak tárolni valamennyit a szárazabb időszakokra is.

Az Isère és Rhone mentén azonban történt 3 m-nél nagyobb méretű bevágódás is, ami igen komoly változással járt az árterek élővilágára. A vízkedvelő fajok eltűntek az egykori árterekről, és a magas árvizek se voltak képesek fenntartani a vízkedvelő élőközösségeket. Itt is főleg a fűz, nyár és éger erdők állománya ritkult meg.

2.4 Alacsony árterek és teraszok recens kialakulása Európában

Wyzga (1998, 2001) a Wisloka, Skawa, Skawinka és Vistula folyókat vizsgálta tanulmányaiban, amelyek mentén erős bevágódás történt az elmúlt 50 évben. E folyók esetében fontos tényező, hogy főként hegyvidéki szakaszokról van szó, így a bevágódás természetes úton is zajlik, nem feltétlenül szükséges emberi beavatkozás. Wyzga főként a frissen lerakódott üledékek vastagságából és korábbi és akkori (1998, 2001) meder- és völgy szelvények összehasonlításával következtetett a bevágódásra és a teraszképződésre.

A Wisloka-folyó az Északnyugati-Kárpátokban, a Nyugati Beszkidekben ered. A megadott mérési pontnál Wyzga (1998) az üledékek vékonyodását és finomodását figyelte

meg a korábbi évekhez viszonyítva. Itt a bevágódás hatására a korábbi ártereket az árvizek már nem érik el, tehát teraszként lehet definiálni ezeket a felszíneket, az újonnan kialakult terasz növényzete megváltozott, a vízkedvelő fajok megfogyatkoztak és szárazságtűrők jelentek meg a helyükön.

A Skawa-folyó esetében a korábban elindult bevágódást egy időszakra a meanderezés felé irányuló folyamatok váltották fel, majd aztán újra bevágódás vette kezdetét. Így Wyzga (2001) szerint a Skawa-folyónak bevágódott meander övei jöttek létre. A bevágódás kiváltója ez esetben az üledék mennyiségének csökkenése (mint több Wyzga által vizsgált folyóban). A Skawa-folyó mentén átlagosan 2,3 m-es bevágódás zajlott le a 20. század eleje óta, majd további 1 méterrel esett a folyó átlagos vízszintje az utóbbi néhány évtizedben (Wyzga 1998). A folyamat hatására a folyóvölgyekben teraszok jelentek és a növényzetük átrendeződött, a vízkedvelő fajok megritkultak, azonban a talajvízszintben nem jelentkezett jelentős csökkenés. A 2001-es tanulmányban már 1,5-3,8 m-es bevágódást írt le ezeken a folyókon, ami nagyjából az elmúlt 50 évben zajlott le (Wyzga 2001). A tanulmányban vizsgált Raba-völgy esetében is erőteljes vízszint csökkenés történt, ott azonban a fő ok a benne lévő folyó szabályozása volt. A szabályozás hatására az üledék lerakódás szinte megszűnt az egykori ártéren, a folyó pedig bevágódott (Wyzga 2001).

A szintén az Északnyugati-Kárpátokban található Skawinka folyó mentén a 10-17 m széles teraszok megjelenését írta le Wyzga (1998), a Skawa folyóhoz hasonlóan. Ezen a hegyi folyókhoz hasonlóan a Visztulán is lezajlott bevágódás, azonban Wyzga (2001) által vizsgált szakaszon ez átlagosan csak 0,7 m volt. Azonban a Maroshoz hasonlóan szabályozott és zátonyképződésre hajlamos a Visztula, a meanderező jelleg felé közeledne. Burnett és Schumm (1983) is utal arra, hogy a tektonikai vagy emberi hatásokra bekövetkező bevágódás a folyók morfometriáját és a folyók környezetét is megváltoztatják.

Bravard (1997) kutatásai során, dél-kelet franciaországi folyókat vizsgált, ahol szintén erőteljes bevágódások történtek. Azonban ezek is néhány példától eltekintve, hegy- és hegyláb vidéki folyószakaszok voltak, a példák azonban érvényesek lehetnek a síkvidéken bevágódó szakaszokra is. Azokon a folyószakaszokon, ahol bevágódás zajlott le, átlagban a folyóparttól számítva 50 m szélességben történt változás az élővilágban, főleg a szukcessziós sor utolsó, maturus állapota változott meg. Az Arve folyón például 10 m-es bevágódás zajlott le 50 év alatt, míg az Isère és Drac folyón 3-4 m-es, de ezek esetében 80 km-es szakaszon folyamatosan történt a bevágódás [ez átmenő teraszokat eredményezett Lóki és Szabó (2007) értelmezése alapján]. A Durance és Bnich folyókon 2 m-nél kisebb bevágódás zajlott le, a Drome és Ardèche folyón azonban 3 métert is elérő bevágódás történt, azonban ezeken

szakaszosan, csupán lokális teraszok jöttek létre. Egy példával szolgál Bravard (1997) alsó szakasz jellegű folyó bevágódására a Rémoulins folyó esetében.

A bevágódás a legtöbb esetben kapcsolatban állt völgyzáró gátak építésével, ahol az üledék leülepedett a gát mögött, alatta pedig bevágódás indul meg: Bravard (1997) megemlítette a felmelegedés miatt meginduló növényzet növekedését is a hegyvidéki területeken, ami a folyóba mosódó üledék mennyiségét csökkenti. Fontos továbbá, hogy Délkelet Franciaországban a 14. századtól már megjelent az erdőirtás, és mezőgazdasági művelés alatt álltak a földek, amelyekről a talaj könnyedén lemosódott, feltöltve a völgytalpakat, amikbe aztán a folyók bevágódhatnak. Mivel a lejtőkön az erdőirtások miatt gyakoriak voltak a lejtős tömegmozgások, ezért már a 19. század végétől lejtőstabilitási munkálatok és erdősítések kezdődtek meg. Ezek hatására a csapadék kevesebb hordalékot szállíthatott a folyókba, azokban az szállított hordalék mennyisége csökkent hozzájárulva azok bevágódásához a tisztavíz-erózió által.

Bravard (1997) vizsgálta továbbá a talajlakó élőközösségeket is, ahol a bevágódás mértékének megfelelően egyre nagyobb változás állt be az eredeti élőközösséghez viszonyítva. Az előzőkhöz hasonlóan a biológiai változatosság csökkent a bevágódó folyók vízi élővilágában, azoknak a meder alján élő közösségeiben és a halak változatosságában. A szűkebb és sebesebb folyó nem kínált megfelelő élőkörményeket a lassabban folyó és szélesebb folyóhoz szokott élőlényeknek.

Fontos tényező, főleg a síkvidéki (pl.: a franciaországi Rémoulins) folyók esetében, hogy a bevágódás hatására a lecsapoló medrekkel megszűnik a folyó kapcsolata, és ritkábban tud vizet levezetni az alacsonyártéren lévő mocsarakba (Bravard 1997).

A Maros esetében, a többi magyarországi és külföldi szabályozott folyókhoz hasonlóan, ezek a bevágódás hatására elinduló változások már a folyószabályozások után megindultak. Azonban ha egy ilyen szabályozott folyó még ezután bevágódásnak is indul, a környezeti változások tovább folytatódnak. A 19. századi folyámszabályzások hatására a folyók távolabbi környezetében is szárazabbá váltak nagy területek, ami a cél is volt ezen munkálatok idején. A vizes élőhelyek tizedükre csökkentek, ezekből nagy területeket tudtak bevonni a mezőgazdasági termelésbe, a talajvíz szintje mindenütt csökkent, és helyenként a talajvízmozgások iránya is megváltozott (Somogyi 2000). Jelenleg az a kérdés, hogy ezek a korábbi folyamatok már befejeződtek-e vagy bizonyos folyók, köztük a Maros bevágódása során tovább fokozza-e ezeket a környezeti változásokat, noha a folyamatos szárazodás és a klímaváltozás is hatással van már a környezetre? Ugyanakkor a folyók bevágódásának mértéke nemcsak a víz mennyiségtől és az hordalékmenyiségtől függ, fontos figyelembe

venni a kőzetminőséget is. Lazaiüledékes kőzetekbe (pl. homok, lösz) egy vízfolyás könnyen be tud vágódni, és akár néhány év alatt jelentős különbségeket okozhat a korábbi környezethez képest. Azonban kemény, nagyobb szilárdságú (pl. vulkanikus, agyag, márga vagy mészkő) alapkőzetbe nehezebben mélyíti medrét a vízfolyás, még ha ekkor meg is vannak a megfelelő körülmények. A Maros esetében, mivel a vizsgált szakaszon saját hordalékkúpjába mélyül, az előbbi, lazább üledékeket találunk (Lovász 2008), amelyek nem jelenthetnek akadályt a bevágódásnak.

3. A mintaterület jellemzése

A következőkben a Maros hordalékkúpjának kialakulását, a Maros teljes szakaszának klímáját és hidrológiai jellemzőit fejtem ki. Ezek és a folyó szabályozásának ismerete segítséget nyújthat megérteni a folyón lezajlott bevágódási folyamatot.

3.1. Maros hordalékkúpjának és teraszainak kialakulása

A vizsgált ártéri öblözetek a Maros mentén helyezkednek el. A Maros hazai összehasonlításban, méretéhez képest jellemzően sok hordalékot szállít, hordalékkúpján, korábbi elhagyott meandereit és további fluviális formákat találunk. A hordalékkúp vastagsága nyugat és északnyugat felé 100 m-ről 700 m vastagágúra nő, a mélyebb rétegekben még a közép és durva szemű homok a jellemző. A felszínhez közeledve három réteg kavics és nyugat-északnyugat felé kiszélesedő agyagréteg tagolja ezt a homokot. A felszín közelében finomodnak az üledékek, főleg az agyag, iszap és homok dominál (Borsy 1989, Molnár 2007).

A felső-pleniglaciális elején a folyó lecsúszott hordalékkúpja legmagasabb, központi részéről. A még tovább épülő keleti és nyugati szárnyán a Békési- és Csongrádi-síkon már főleg iszapot és agyagot rakott le. A feltöltés során a Maros többször is irányt változtatott, amelyet számos elhagyott folyómeder is tanúsít. Az utolsó főmedrek egyike a Hajdú-völgy, Aranka és a Száraz-ér, habár Martonné Erdős (2007) szerint a Száraz-ér csak egy óholocén fattyú ág. A pleisztocénben teraszképződés zajlott a Maros felső szakaszán, azonban az alsó szakaszon még ekkor is folytatta feltöltő munkáját. Az Erdélyi-medencében ezen folyóvízi teraszok közül mindegyik megtalálható. A legidősebbek a Günz glaciálisban keletkeztek a felső szakasz erős bevágódása révén. Ezek a teraszok azonban mára már alig találhatóak meg, 1-2 kivételtől eltekintve, a hosszú idejű lepusztulás miatt. A mindel-riss interglaciálisban a nagyrészt pannon agyagra hordódott kavicsos hordalékokba vágódott be a folyó, kialakítva a

következő teraszát. Ez a terasz már jobban felismerhető, a Maros szintjétől átlagban 50-60 m magasságban fekszik. A riss-würm interglaciális teraszai nagyjából 32-34 m-es magasságban találhatók meg, a többi idősebbhez képest már jóval hosszabb szakaszon. A würm végén a legalacsonyabb teraszok jöttek létre, amelyek a korábbiakhoz képest a legnagyobb, legösszefüggőbb futással rendelkeznek (Borsy 1989, Molnár 2007).

3.2 A Maros vízgyűjtő területek éghajlata

A vízfolyás jellemzéséhez szükséges ismerni az egész Maros vízgyűjtőjének éghajlati jellegzetességeit. A Maros egész medencéjének csupán 6-7 %-a terül el Magyarországon (Csoma 1975), a vízgyűjtő nagyrészt Erdélyben található. A Déli-Kárpátok többnyire 1500 m-t is meghaladó csúcsokkal rendelkezik, ahol egyedül az Olt áttörésénél ereszkedik le 1000 m alá. A Kárpátok hegykoszorújának területén a téli időszakban esik le a csapadék nagy része, így az Erdélyi-medencét már jóval kevesebb csapadék éri, tele száraznak mondható. Ugyanakkor a medence északnyugat felé nyitott, 500 és 1000 m körüli magasságok jellemzik, így a nyugati szelek által hozott csapadékosabb légtömegekből több csapadékra lehet számítani. Ennek az időszaknak nyáron van, és a Tisza többi mellékfolyójára nem jellemzően erőteljes nyári csapadék maximumot jelent. Kelet felől szintén magashegységek zárják el a medencét, ugyanakkor kelet felől nem szoktak érkezni számottevő nedvesebb légtömegek. A folyó forrásvidékén, a Gyergyói-havasok és Gyergyói-medence területén kevés csapadék hullik, átlagosan 600 mm-nél is kevesebb, a medence zártsága miatt. Ahogy észak felé folyik a folyó, a Kelemen- és Görgényi-havasok mentén már növekszik a csapadék mennyisége. Az Erdélyi-medencében tovább haladva a csapadék szintén 500-600 mm-re esik vissza, majd áttörve a Drócsát és az Erdőhátat egészen 1000 mm/év fölé emelkedik a csapadék évi mennyisége Alföldre érve újra csökken a mennyisége, 500 mm körülire (Csoma 1975).

A középhőmérséklet szintén hasonlóan változatos, ugyanakkor jól kivehető a nyugat felé történő melegedés. A forrásvidéken és mellékfolyók hegységi forrásvidékein az átlagos éves középhőmérséklet 4 °C körüli, leghidegebb részén, az Aranyos forrásvidékén 3-4 °C körüli. Az Erdélyi-medencébe kiérve már a 8-9 °C-os évi átlaghőmérséklet a jellemző, majd a Déli-Kárpátok mentén található Maros szakasz környékén már 10 °C átlaghőmérséklet jellemző, ami a torkolatig 11 °C fölé emelkedik. A januári középhőmérséklet a hegyvidékeken -7 – -9 °C-ra süllyed, míg az alföldi részein -2 °C-ig enyhül. A júliusi középhőmérséklet ehhez hasonlóan 17 °C-ról 21 °C-ig emelkedik a hegyvidékektől az Alföldre (Csoma 1975).

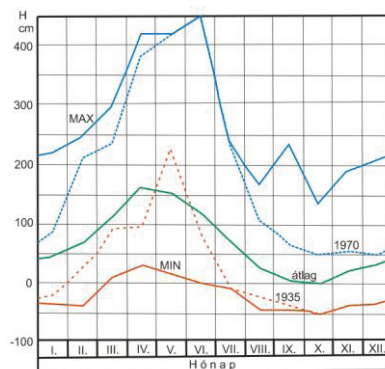
3.3. A Maros hidrológiai jellemzői

A Maros vízjárását a csapadékmennyiségen és hőmérsékleti viszonyokon kívül még számos tényező befolyásolja. Egyik legjelentősebb ezek közül a sok és nagy esésű mellékfolyó. A sűrű vízhálózat és a rövid, de nagy esésű patakok miatt a hegységi területeken nagy a fajlagos lefolyás, így a lehullott csapadék hamar a folyóba kerül, így gyorsan képes megemelkedni a vízszintje, akár pár óra alatt métereket is. Romániai adatok alapján Marosvásárhelyen az átlagos alap vízhozamtól ($36 \text{ m}^3/\text{s}$) 57 óra alatt a tetőzési szintre el tud érni ($850 \text{ m}^3/\text{s}$), az apadás ugyanakkor átlagban 206 órát vesz igénybe. Ugyanehhez a folyamat Gyulafehérvárnál átlagosan 66 és 250 óra alatt zajlik le, míg Aradnál már 76 óra a tetőzési időtartam, míg az apadás 302 óráig tart (Csoma 1975).

A makói vízmércéről már 1864 óta közölnek rendszeres méréseket, az eredeti mércét ($24,3 \text{ fkm}$) a közúti híd lábánál helyezték el, majd újabbal helyettesítették ($24,5 \text{ fkm}$), mindkettőnek a tengerszint feletti magassága $79,5 \text{ m}$. Az eddig mért legnagyobb víz Makónál 626 cm volt 1975-ben (Vízrajzi évkönyv 1975), legkisebb vize -107 cm volt 2003-ban (Vízrajzi évkönyv 2003), így a vízjátéka 733 cm . A Marosra jellemző szélsőségek vízhozamában is jelentkezők, a legszélsőségesebb vízhozamú évben, 1970-ben 30 és $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ közt változott az áramló víz mennyisége. A makói vízmércén mért eddigi legkisebb vízhozam $25,5 \text{ m}^3/\text{s}$ volt 1950-ben (Konecsnyi 2010).

A korábbi évek árhullámai jellemzően korábban érkeztek Makóhoz, mint a Tiszán Szegedhez. Csoma (1975) 50 év adatsorait áttekintve megállapította, hogy az árhullámok megérkezésének dátumai csak 27 %-ban voltak 1 nappal korábban, mint Szegednél, tehát az árhullámok 73 %-a 1 vagy annál több nappal korábban érkezett meg. Ez mind a Maros és mind a Tisza árvizének levonulását befolyásolja: hiszen visszaduzzasztás hatása így nem érvényesül túl gyakran, bár az 1970-es árvízkor a visszaduzzasztás egészen Makóig érvényesült. Jellemző az alsó szakaszon is a már Marosvásárhely, Gyulafehérvár és Arad esetében a bekezdés elején leírt árvízi hullám, vagyis viszonylag gyorsan megemelkedik a vízszint, de a víz levonulásához valamennyivel több idő kell. Kirívó az 1970-es árvíz, amikor több mint 30 nap kellett az árhullám levonulásához, a szokásos 10 nap helyett (Csoma 1975). Egyébként a többi folyóhoz hasonlítva a Marosra rövidebb árvizek jellemzőek amelyek hirtelen megérkeznek és gyorsan le is apadnak (6. ábra). Következik ez a vízgyűjtőjén domináló kristályos kőzetekre jellemző nagy felszíni lefolyásából és a folyórendszer nagy eséséből. A folyó vízállására jellemzők még a felsőbb szakaszokon is megmutatkozó nyári

magas vízállások, ezek kapcsolatban vannak a vízgyűjtő terület júniusi csapadékmáximumával.



6. ábra: A Maros sokévi minimális (MIN), maximális (MAX), és átlagos (1921-1970-es évek átlaga) vízállásai és az 1935-ös, 1970-es évek vízállásai (forrás: Csoma 1975).

A folyó görgetett hordalék szállításáról kevés adat van a román szakaszon (Csoma 1975), de gyanítható, hogy a Maros és mellékfolyói felső szakaszán jelentős. Ennek a mennyiségnek azonban Magyarországra csak töredéke érkezik, annak is nagy része a finom és durva homokfrakcióba tartozik (Csoma 1975, Molnár 2004, Konecsnyi 2010). Ezzel ellentétben a lebegtetett hordalékszállításról vannak adatok egészen a forrásvidéktől. A forrásvidéken $100\text{--}500\text{ g/m}^3$ a lebegtetett hordalék mennyisége, ez az érték a felső Maros-völgyben átlagosan 300 g/m^3 -re emelkedik. Egyik legjelentősebb mellékfolyója, az Aranyos $100\text{--}500\text{ g/m}^3$ hordalékot szállít, de a mészkővidék miatt a karbonát tartalma is magas. A Déli-Kárpátokból lefolyó patatok esetében átlagosan 100 g/m^3 alatti lebegtetett hordalék érték a jellemző a kemény, kristályos alapkőzetű hegység miatt. Az Erdélyi-medencében a lebegtetett hordalék mennyisége $500\text{--}1000\text{ g/m}^3$ -re tehető, az Alföld felé folyva egyre nagyobb töménységben. Bogárdi 1951-53 évi deszki mérései alapján hordalék összefüggéseket állított fel, és az 1931-40-es évtizedre kiszámolt egy átlagosan 265 kg/s , illetve $8,3$ millió t/éves lebegtetett hordalékszállítást, míg az átlagos töménységet 500 g/m^3 -re számította. Csoma (1975) a görgetett hordalékszállítást $0,9\text{ kg/s}$ -ra és 28.000 t/év -re teszi. A magyar szakaszra leginkább jellemző lebegtetett hordalék mennyisége $300\text{--}900\text{ g/m}^3$, és ennek átlagos szemcsemérete $0,041\text{ mm}$, tehát a finom homok tartományba esik. Érdekes megfigyelni a magyar szakasz meder-, és partanyagait is, a partok anyagának átlagos szemcseátmérője $0,07$ és $0,03\text{ mm}$ közé esik, a meder anyaga pedig $0,7\text{--}0,4\text{ mm}$ (durva és finom homok) közé, mindkettő értéke a folyásirányban lefelé finomodik (Csoma 1975).

3.4. A Maros szabályozása

A Maroson az 1750-es években jelentek meg az első helyi, még gyenge gátak egy-egy nagyobb város körül, ezeket azonban a folyó újra és újra elmosta. Az első jelentősebb munkálatokat a 19. század végén a Körös-Tisza-Marosi Ármentesítő és Belvízszabályzó Társulat hajtotta végre, ők a gátakat az 1881-es árvíz szintje fölé 1,5 m-re építették. A gátak szélessége akkor 6 m volt és 1:2 lejtése volt az árvízi oldalon, 1:3 lejtése pedig a mentett oldalon, 4 m széles padkával. Ezeket a gátakat azonban az 1895-ös árvíz szintje fölé 1,5 m-el, az 1919-es fölé pedig 1,2 m-el kellett megemelni. Azóta az 1970-es években történtek nagyobb gátépítési és javítási munkálatok a Maros mentén az 1970-es árvíz miatt, a gátak jellemzően a régi medreket követik (Ihrig 1973, Laczay 1975).

Az első kanyarulat átvágás 1754-ben Makónál történt, amit később számos követett, így Szeged-Arad között 13 átvágással 240 km-ről 132 km-re csökkent a folyó hossza. Már a szabályozás után a 20. század elejére 1 m-es átlagos csökkenés volt megfigyelhető a folyó vízszintjeiben (Oroszi 2006). Másik jelentős változás a torkolat áthelyezése volt, amiről hosszas gazdasági és árvíz-szemponthi viták után 1854-ben határoztak. Így a folyó alsó szakasza jellemzően kiegyenesített, néhány álkanyarulattal található a torkolattól nagyjából 20 fkm-ig (a hajók számára csak ez az alsó szakasz járható). Mivel 1920-óta a Makó-Nagylak közti szakasz határszakasz lett, így ott a folyószabályozási munkák megszűntek, a folyó azóta maga alakítja medrét. Jellemző erre a szakaszra az átlagosnál is gyakoribb zátonyképződés és intenzív partformálás a széles 200-300 m-es mederben (Ihrig 1973, Laczay 1975, Kiss és Mezősi 2008).

A folyó Makó alatti szakaszán számos helyen partvédő műveket és sarkantyú sorozatokat építettek az egyenes meder partbiztosítása érdekében. Maximálisan 200-300 m-re kiszélesedő folyómeder a szabályozottabb, sarkantyús helyeken beszűkül ugyan akár 100-120 m-re is, de többnyire jellemző a szélesen elterülő, zátonyos és álkanyarokkal tűzdelt sekély meder. Az egészet összefoglalva elmondható, hogy ugyan a Maros erősen szabályozott, de a felső 20-25 km-es szakaszán a magára hagyott meder magától formálódik (Sipos et al. 2006).

3.5. A részletesen vizsgált Maros szakasz bemutatása

A vizsgált ártéri területek a Maros medre mentén magyar és román területeken találhatók, a folyó alsó 145 km-es szakaszán (7. ábra). Folyásirányban az első mintaterület Ópálos (135 fkm), míg a legalsó Klárafalva (17 fkm). Ennek a 145 fkm hosszú szakasz esése átlagosan 27 cm/km, a szabályozás előtti 14 cm/km-hez képest (Sipos és Kiss 2006), közepes

vízsebessége 0,6 m/s. Ezen a szakaszon Makónál a legnagyobb vizet 626 cm-nek mérték 1975-ben, míg hivatalosan a legkisebb vizet épp idén, 2012-ben -112 cm-nek. A vízhozama erősen változó, kisvizek idején 21 m³/sec, a közép vízhozamok 161 m³/s körüliek, míg árvizek idején a számított vízhozama 1600-2500 m³/s (Sipos és Kiss 2004).



7. ábra: A vizsgált Maros szakasz és a részletesen vizsgált ártéri felszínek.

A vizsgált folyószakasz eredetileg meanderező volt, amit a 19. századi folyamszabályozások során egyenesítettek ki (Sipos 2006). Az egykor levágott folyószakaszok részben feltöltődött maradványai az ártereken még ma is megtalálhatók (Oroszi 2006), az egykori fluviális tevékenységet mutatják az övzátonyok és egykori szigetek nyomai. A szabályozások során a medret több helyen kiegyenesítették, bár a felső, és a Szeged közeli torkolati szakaszon jellemzőbb a kanyargós meder. A gátak többnyire az egykori kanyarulati ívek körvonalát követik, mivel a gátépítés a mederátmetzési munkálatok előtt évtizedekkel kezdődött el, a 19. század közepétől (Ihrig 1973, Csoma 1975).

A mintaterületeken a vízszintek csökkenése figyelhető meg, ez a felső, romániai mellékfolyókon létesített vízerőművek következményének is tekinthető (Konecsnyi 2010). Ezeknek a vízerőműveknek összterfогata több mint 600 millió m³-re tehető, és többnyire energiatermelés céljából épültek az 1980-as években, nagy számban, főként a Gyulafehérvár alatti szakasz mellékfolyóin. Az alsó szakaszon, Makó és Arad közötti szakaszon a kisvízállásokhoz tartozó vízhozamok bizonyítottan kétszeresére nőttek, miközben a mért napi közepes vízhozamok 27,7-107 m³/s között változtak, Makónál a legkisebb mért vízhozam 25,5 m³/s volt, 1950-ben (Konecsnyi 2010).

4. Vizsgálati módszerek

A vizsgálat során különböző módszereket használtam fel, hogy az alacsony ártér kialakulását és formakincsét jellemezzem.

Elsőként az éves kivizek elemzését végeztem el a Maros magyarországi és romániai szakaszán található vízmércék adatai alapján. Elvileg az éves kisvizek csökkenésének üteme mutatja a folyó bevágódását, így megmagyarázza a tereplépcsővel elválasztott alacsony árterek létrejöttét. A felhasznált vízmércék a makói, magyarcsanádi és aradiak voltak, a többi Maros menti vízmérce adatai vagy túl rövid időszakra terjednek ki (pl.: Apátfalvánál 1995-2012 között, vagy Nagylak esetében 2002-2004 között) vagy csak árvízi vízállásokat mérnek (pl.: Klárafalva és Deszk). Az éves kisvizek állását, illetve az adott vízállásokhoz tartozó felszíni vízhozam adatokat a Vízrajzi Évkönyvekből és az ATIVIZIG-től nyertem. Emellett vízállás tartóssági görbéket szerkesztettem és hasonlítottam össze a kisvíz állások alapján elkülönített időszakokra, ezeknek segítségével megmutatkozik a kis-, közepes- és nagyvíz állások változása az idők folyamán. Aradon a vízállás adatsor töredékes, ráadásul a vízmércéket többször is áttelepítették, illetve változott a nullpont helyzete Adriairól, a Balti-tengerre, továbbá a mai gyakorlatban a román vízügyi szakemberek az úgynevezett, grafikus nullpontra rögzítik a vízállásokat, amelyek nem minden esetben egyeznek meg a vízmércén mért szinttel. Ezek ellenére azonban megpróbáltam korrigálni az elérhető információk alapján a vízállásokat, végül az 1888-as évben telepített aradi vízmérce szintjére (ma ez 107,12 mBf. lenne) számoltam át a vízállásokat.

Az elemzés második lépése a térképek és légi fotók geoinformatikai szoftverekkel való feldolgozásán alapszik. Az 1953-as és 2000-es légi felvételezés idején készült fotókat és az 1980-ból származó M=1:10.000 magyar és M=1:20.000-es román topográfiai térképeket geokorrigáltan kaptam, ezeken elhatároltam azokat a zátonyfelszíneket, amelyek később alacsony ártérre váltak. A képeken ArcMap10 szoftverekkel shapfile-okat hoztam létre, illetve határoztam meg a kijelölt területek méretét. Az elérhető GoogleEarth műholdfelvételek három időpontban (2003 július 6., 2007 június 10. és 2012 január 12.) mutatnak jól kivehető képet a mondorlaki mintaterületről, így azok ERDAS IMAGINE 9.1 szoftverrel geokorrigáltam, UTM vetületi rendszerbe helyeztem a recens változásokat bizonyítva.

A geomorfológiai vázlatok készítéséhez a GoogleEarth műholdfelvételek, magyarországi M=1:10.000 és romániai M=1:20.000 topográfiai térképek és saját helyszíni felvételezések szolgáltak alapul, amelyeket CorelDraw szoftverrel ábrázoltam. Mivel a légi

fotók, topográfiai térképek és a műholdfelvételek eltérő időpontokban kerültek felmérésre helyenként megfigyelhető a folyamatos felszínváltozás is.

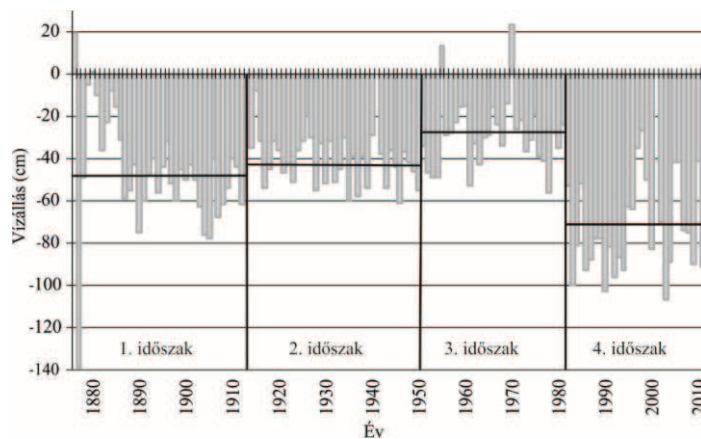
A terepi felvételezés során mindegyik vizsgált helyszínen szelvényeket mértem fel, a mérés során a magas ártérrel indulva, a tereplépcsőre merőlegesen vettem fel a magasságot egészen a Marosig. A méréseket analóg teodolittal végeztem, és GPS segítségével meghatároztam a teodolit alappontjának helyzetét. A mérések időpontja 2011. július 6. és 9. a vízállás Makónál ekkor -2 és 28 cm között változott, ami a szelvények utolsó pontjait befolyásolta, ugyanis a szelvények a mindenkori vízfelszínig értek.

5. Eredmények

A hidrológiai elemzések, terepi mérések eredményei és térképes megjelenítésük segítségével megismerhetőek a mederfejlődés és a bekövetkezett változások az utóbbi másfél évszázad során a vizsgált folyószakaszon.

5.1. Kisvizek alakulása 1876-2011 között

A makói vízmérce 1876 és 2011 közti kisvíz adatainak elemzésével az elmúlt évszázadban lejátszott változásokra lehet következtetni (8. ábra). Az vizsgált teljes időszak átlagos kisvíz szintje -49 cm, legkisebb vize -139 cm (1877), a legmagasabb kisvize pedig 23 cm volt (1970). A diagramon szembevetendő az 1982-től kezdődő hirtelen esés a kisvizek szintjében. Jobban megvizsgálva a 145 év adatsorát 4 időszakra osztható. Az első 1876-1912 közti időszak eleinte csökkenő, majd lassan emelkedő kisvíz szinteket mutat, ekkor a kisvizek átlagos szintje -48 cm volt, a minimum vízszint -139 cm (1877), maximuma pedig 19 cm (1876). 1913-1950-es időszakra jellemző a kisvíz szintek enyhe csökkenése. Ezek átlagos szintje -40 cm volt, -61 cm (1946) és 0 cm (1941) közt ingadozva. Az 1951-1981 közti, magasabb vízállású időszakban a kisvizek szintje emelkedett, átlaguk -29 cm, maximumuk 23 cm (1970) és minimumuk -43 cm volt (1963). Ehhez képest az 1982-2011 évek közti időszak átlagos kisvíz állása -74 cm, ami 46 cm-es csökkenést jelent. A legnagyobb kisvízállás -27 cm (1998), a legkisebb pedig -139 cm (1877) volt.



8. ábra: A makói vízmércén mért éves legkisebb vizek alakulása 1876-tól 2011-ig
(forrás: Vízrajzi Évkönyvek 1876-2011).

Hogy ne legyen szubjektív az általam lehatárolt nagyobb időszakok beosztása, készítettem egy táblázatot, amely öt éves szakaszokban tartalmazza a NV és KV értékeket, továbbá a 25%, 50% és 75%-os gyakoriságú vízállások jellemző értékeit (1. táblázat).

	NV	25%	50%	75%	KV
1876-1880	541	220	120	50	-139
1881-1885	467	160	75	40	-51
1886-1890	451	120	60	-5	-75
1891-1895	500	100	50	-10	-83
1896-1900	565	100	20	-10	-60
1901-1905	342	90	10	-20	-78
1906-1912	506	200	100	40	-62
1913-1920	483	130	30	-5	-54
1921-1925	477	100	30	-5	-51
1926-1930	450	90	20	-5	-55
1931-1935	586	100	20	-5	-60
1936-1940	410	90	20	-5	-58
1941-1945	538	160	60	0	-54
1946-1950	367	90	20	-8	-61
1951-1955	353	90	20	-8	-49
1956-1960	413	140	70	10	-29
1961-1965	392	100	30	-10	-53
1966-1970	624	210	90	50	-34
1971-1975	626	140	60	5	-37
1976-1981	520	150	50	0	-56
1982-1986	456	60	-5	-40	-100
1987-1991	369	20	-30	-50	-103
1992-1996	448	50	-5	-40	-96
1997-2001	503	200	80	0	-50
2002-2006	533	100	20	-20	-107
2007-2011	425	105	40	-5	-91
átlag	475	120	41	-2	-67

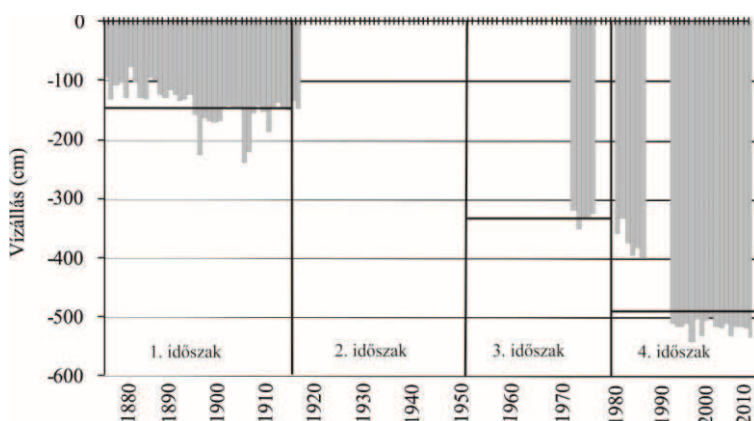
1. táblázat: 1876-2011 közti időszak NV, KV és vízállás tartóssági adatai, a makói vízmérce alapján. A 145 éves időszak alapján vett átlagos értékek fehér mezőben, az átlagnál nagyobb vízállások sötétszürke mezőben, míg az átlagnál alacsonyabb vízállások halványszürkében.

Az 1. táblázatban feltüntettem a teljes időszakra vonatkozó átlagos vízállás értékeket. Amennyiben ezekről az átlagokról 20%-al eltérnek úgy magasabb vagy alacsonyabb vízállásúnak soroltam az értékeket. Elkülönítettem továbbá az általam lehatárolt főbb időszakokat, így jobban értékelhetővé váltak a lezajlott változások.

Eleinte 1876-1912 közt az átlagnál magasabb vízállások fordultak elő, míg az időszak végére ezek szintje erőteljesen csökkent. Az ezt követő 1913-1950-es szakaszban a kezdeti magas vízállások után egyre kisebb szinteket értek el. Majd az 1951-1981 között újra magas vízállások a fordulnak elő nagy számban, még az 1970-es évek második felében is, annak ellenére, hogy ekkor egy szárazabb időszak következett be (Vízrajzi Évkönyv 1970-1980). Az 1982-2011 közti időszakban pedig egy csapadékos periódust (Vízrajzi Évkönyv 1990-2000) kivéve az értékek jellemzően alacsony vízállásokat mutatnak. Mindezen adatok segítségével

szemléteesebbé válik, hogy nem csak a kisvizek szintje mutatja az általam feltételezett mederfejlődési időszakokat, hanem ezek megmutatkoznak a nagyobb vízállásokban is.

Az aradi vízmérce adatait (9. ábra) a makóiéhoz hasonlóan elemezve, ugyan azon időbeosztást használva észrevehető a 19-20. század fordulóján hasonló kisvízszint csökkenés zajlott le, az átlagos kisvíz szint ekkor -143 cm, LKV -188 cm (1909) volt. Ezek a változások feltételezhetően itt is a folyószabályozások miatt következhetek be. Sajnos 1916 és 1990 között hiányosak az adatok, de az 1980 előtti években az átlagos kisvíz szint már -338 cm volt, LKV -510 cm (1980). 1981-es évtől kezdve tovább csökkent, -494 cm-t ért el az átlagos kisvíz szint -559 cm-es legkisebb vízszinttel.



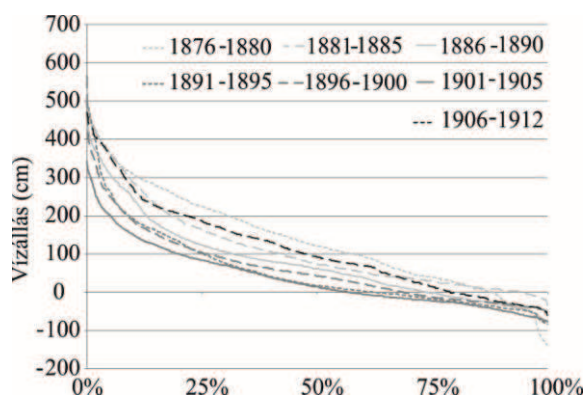
9. ábra: Az aradi vízmércén mért éves legkisebb vizek alakulása 1876-2010-ig
(adatok forrása: Vízrajzi Évkönyvek 1876-1916, ATIVIZIG 1950-2010).

A hiányos aradi vízállás adatok a makóihoz hasonló módon változtak, azonban az aradi kisvízállások nagyobb csökkenést mutatnak, mivel ez a folyamat korábban elkezdődhetett, és csak adathiány miatt az nem pontosítható, és nem ad bizonyítékot a bevágódási kiindulási idejével és irányával kapcsolatban sem. Itt a bevágódás mértéke azonban jóval meghaladja a makói vízmércén tapasztaltat, a 19. század végi kisvízszint esés Makóhoz hasonlóan Aradnál is kevesebb, mint 1 méteresre tehető, de az 1970-es évek végére már közel 2 méterrel, az 1990-es évek pedig több mint 4 méterrel alább szálltak a kisvízszintek a 19. század végi szokásosnál. Makónál ezzel ellentétben 1 méteren belül marad az egész vizsgált, 145 éves időszak alatt a kisvízszintek esése.

5.1.1. Vízállás tartósság

A kisvízállások alapján első elkülönített időszak az 1876-1912 közti, erre jellemző, hogy az éves kisvizek szintje emelkedő tendenciát mutatott. A vízállások gyakorisága (10. ábra) az első 10 évben (1876-1885) nagyjából hasonlóan alakult, maximum 400 cm körüli

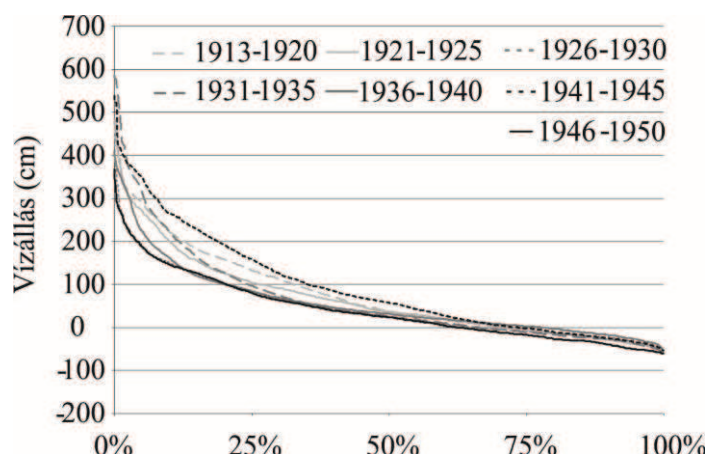
árhullámok vonultak le, és a vízállások negyede meghaladta a 200-250 cm-es vízszintet, fele 100 cm-et és háromnegyede 50 cm-et, a legkisebb vízállások jellemzően – 70 cm körüliek voltak, egy kivételes (1877) évet kivéve, amikor -139 cm volt az LKV. Ezt követően, az 1886-1912-es időszakban markáns csökkenés látható a diagramon, az árhullámok ugyan 600 cm körül tetőztek, de a vízállások negyede már a 100-120 cm-es vízszint között maradt, fele a 10 és 50 cm között, háromnegyede pedig a -10 cm-es szintet érte el, a legkisebb vizek pedig -80 cm körül alakultak. Ebben a 26 éves időszakban a nagyvizeket kivéve, jelentős esés mutatkozik a vízállások szintjeiben. Az egész időszak során a kisvizek átlagosan -48 cm-es szintet értek el, legkisebb -139 cm (1877), legnagyobb értékük 19 cm (1876) volt.



10. ábra: Vízállás tartóssági görbék 1876 és 1912 között a makói vízmércén
(adatok forrása: Vízrajzi Évkönyvek 1876-1912).

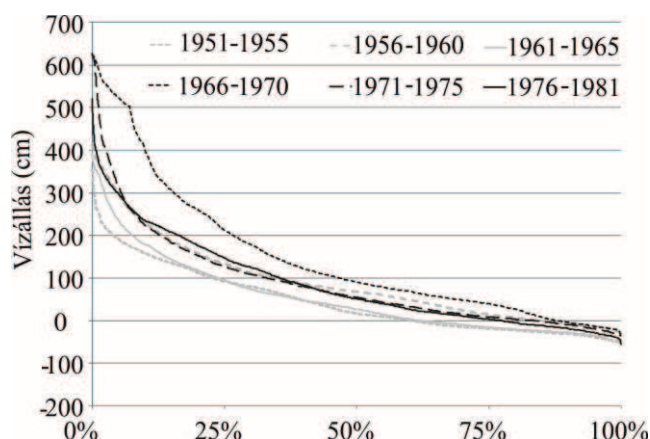
A következő elkülöníthető időszak 1913 és 1950 közé tehető, ekkor a kisvizek szintje jellemzően stagnált, kis mértékben süllyedt (11. ábra). Az előző időszakhoz képest kisebb nagyvizek vonultak le, 450 cm körül alakult magasságuk 1913 és 1935 közt, mikor a vízállások negyede érte el a 100-120 cm-es szintet, fele a 40 cm-et, háromnegyede a -5 cm-et, míg a kisvizek -50 cm körül alakultak. Eztán 1936 és 1950 közt a nagyvizek váltakozóan 400–600 cm közötti szinteket értek el, mikor egyre ritkábbá váltak a nagyvízállások, már csak 25%-uk érte el a 90 cm-et, fele a 30 cm-et, háromnegyede a -10 cm-et, míg a kisvízállások -61 cm-nél nem ereszkedtek lentebb. Ebben a 15 éves időszakban egyedül az 1941-1945-ös szakasz képez kivételt, amikor nagy árvizek vonultak le, azonban a kisvízállások felé nem mutatott már változást ez. Az előző, 1913-1920-ös időszakhoz képest lassú és enyhe csökkenés látszódik a mindegyik vízállás tekintetében, ami betudható annak, hogy a viszonyítási (1913-1920) időszak csapadékos volt és nagy árvizeket hozott, azonban a csökkenés főleg a nagy- és kisvízállások esetében látható, ami a meder enyhe szűkülésére

bevágódására enged következtetni. Az egész időszakban a kisvizek átlagos szintje – 40 cm volt, miközben -61 cm (1946) és 0 cm (1941) között ingadoztak.



11. ábra: Vízállás tartóssági görbék 1913 és 1950 között a makói vízmércén
(adatok forrása: Vízrajzi Évkönyvek 1913-1950).

Az következő időszak (1951-1981) lehatárolása a jellemzően emelkedést mutató kisvízszintek alapján történt, ami egy rendkívül árvizes időszakon túl egy mederfeltöltődési időszakra is enged következtetni (12. ábra). Ebben a 30 éves időszakban -28 cm volt az átlagos kisvízállás, a legmagasabb 23 cm (1970), míg a legalacsonyabb -56 cm (1978). Az időszakban eleinte alacsonyabb (1951-1955, 1961-1965) majd magasabb vízállású (1956-1960, 1966-1981) évek váltották egymást. A kisebb vízállású évek során a legnagyobb árvizek 400 cm körüli értéken tetőztek, a mért vízállások negyede elérte a 100 cm-es magasságot, felük érte el az 30 cm-et, vízszintek legkisebb negyede pedig -10 cm-es szint alatt maradt a legkisebb vízszinteket pedig -50 cm körül mérték. Míg a magasabb vízállású évek alatt a nagyvizek az 500-600 cm-es vízszinteket is meghaladták, a vízszintek negyede elérte a 120 cm-et, fele a 70 cm-et, háromnegyedük 0 cm körüli szinteket, a kisvizek -30 és -50 cm körül alakultak. Még e magas vízállású időszakból kilóg, az 1966-1970-es évekbeli szakasz, a sokáig elhúzódó, legnagyobb Maroson lezajlott 1970-es árvíz miatt (az árvíz folyamán a szokásostól gyakrabban mérték vízállásokat). A vízállások tanúsága szerint nem csak a csapadékos 1970-es évek hoztak magasabb árvizeket, hanem az egész szakaszban, a korábbiakhoz képest magasabb vízállások voltak jellemzőek, és mivel ez a növekedés mindegyik, bizonyos gyakorisággal elért vízszinteken észrevehető így a meder újabb feltöltődésére enged következtetni.

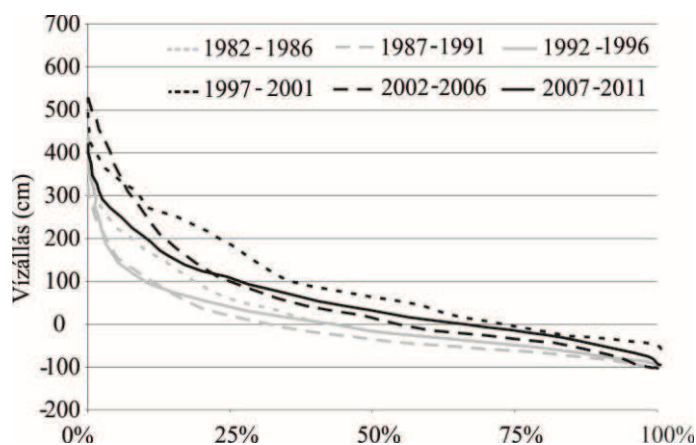


12. ábra: A makói vízállások tartóssági görbéi 1951 és 1981 között
(adatok forrása: Vízrajzi Évkönyvek 1951-1981).

Az utolsó elkülönített időszak során, 1982-2011 közt a kisvizek tartós és erőteljes csökkenése tapasztalható, miközben az árvizek jellemző magasságai nem mutattak csökkenést (13. ábra). Ez egy újabb, immár sokkal markánsabb bevágódási időszakot jelent, az 1913-1950-es időszaknál már világosabban. A kisvízállások átlagosan -74 cm körül alakultak, az ezt megelőző periódus, -28 cm-es értékéhez képest, ezek -107 cm (2003) és -27 cm (1998) közt alakultak. Az 1982 és 1986 közti 5 éves időszakban a kisvízállások az, az előttihez képest rekord alacsony szintekre süllyednek. Ekkor a legnagyobb árvizek 450 cm körül alakultak, ami nem számít kivételesnek, a vízszintek negyede érte el a 60 cm-es magasságot, ami a szokásostól 30 cm-el alacsonyabb, ehhez hasonlóan a mért vízszintek fele érte el a -5 cm-es szintet, ami eddig jellemzően a kisvizeknél volt tapasztalható. A vizek háromnegyede érte el a -40 cm-es szintet, a szokásos -5 cm-es érték helyett, míg a legkisebb vizek -50 és -60 cm közt alakultak ez idáig, erre az időszakra -100 cm-es értéket is elértek. 1987 és 1996 között az előzőhöz hasonlóan alakultak a vízszintek és a szélső értékek, azonban még az előző időszakhoz képest is, főleg a nagyobb vizek esetében 10-50 cm-et süllyedtek jellemzően a vízállások. 1997 és 2001 közt újabb csapadékos periódus zajlott le, ami megemelte a vízállásokat, magasabbra, is mint a bevágódás előtti normális szintek. A legnagyobb árvízi szintek 500 cm-et is meghaladták, míg a vízszintek negyede elérte a 200 cm-et, fele a 80 cm-et, míg háromnegyedük a 0 cm-et. A legkisebb vízállások -50 cm körül alakultak, ezen időszakban a nagyvizek erőteljes árhullámokat mutatnak, míg a kisvizek szintjei megközelítik a korábbi időszakokban tapasztalt átlagos értékeket.

A grafikon alapján következtethetünk a nagyvízi meder szélesedésére is, hiszen a nagyvizek alacsonyabb szinteket értek el, mint az azt megelőző 10 éves időszakban, azonban az összes többi vízállás gyakoriságnál növekedtek a vízszintek. Ez azt jelenti, hogy a

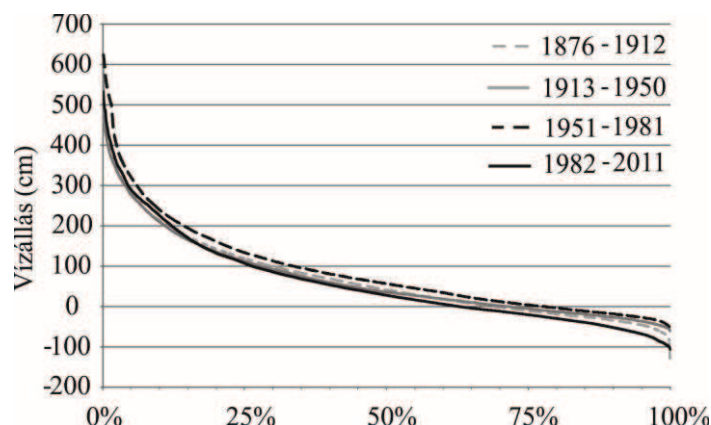
csapadékos periódus következtében a nagyvízi meder szélesedett illetve sekélyebbé vált. Ezt követően 2002 és 2011 közt a vízállások szintje közelít az 1997-es év előtti időszakéhoz. A legnagyobb vizek 400-500 cm között alakultak, a vízszintek negyede eléri a 100 cm-es magasságot, fele 20-40 közt változik, ami a korábban megszokottakhoz hasonló, azonban vízállások negyede nem éri el, főleg a 2002-2006 közti időszakban a szokásos -5 cm-es szintet, míg a legkisebb vízállások újra -100 cm körül alakulnak. Az ezt megelőző 1997-2001-es időszakhoz hasonlóan itt is észrevehető, hogy a legtöbb esetben magasabbak a vízállások, mint ahogy azt 1982 és 1996 közt láttuk, azonban az adatok kevés számára való tekintettel nem jelenthető ki, hogy ez újra egy feltöltődési időszakot jelent, emelkedő vízállásokkal, vagy csak az 1997-2001-es időszak esetleges mederfeltöltésének következménye.



13. ábra: A makói vízállások tartóssági görbéi 1982 és 2011 között
(adatok forrása: Vízrajzi Évkönyvek 1982-2011).

Az elkülönített, négy időszak átlagos vízállás gyakorisági görbéit összegezve (14. ábra) már kisebb ingadozások láthatóak. A legnagyobb vízállások minden időszakban meghaladják az 500 cm-et, egy időszakban, a magasabb vízállású 1951-1981-esben még a 600 cm-es szintet is meghaladja. A vízállások negyede az első időszakban 120 cm-et ért el, fele a 40 cm-es, háromnegyede pedig a -5 cm-es szintet. A legkisebb vízállások -78 cm-ig süllyedtek. Az 1913-1950 közt a vízszintek negyede már csak a 100 cm-es szintet érte el, fele csak a 30 cm-est, míg háromnegyede változatlanul a -5 cm-et. Az időszak LKV-ja -61 cm volt. A harmadik időszak során 1951 és 1981 közt, főleg a nagyvizek esetében mutatnak emelkedést a vízállás gyakoriságok, a negyedük már elérte a 140 cm-es szintet, felük a 60 cm-est és háromnegyedük meghaladta a 0 cm-est, míg a legkisebb vízállás -56 cm volt. Az utolsó, 1982-től 2011-ig terjedő időszakban a vízszintek negyede újra a 100 cm-es szintet érte el, fele a 30 cm-est, azonban háromnegyede csak a -10 cm-es szintet haladta meg, miközben a legkisebb vízszint -107 cm volt, főleg a kisvizek szintjében látható csökkenés az átlagos

értékekhez képest. Mindezeknek az összegzéseként az ábráról leolvasható két legfontosabb változás a nagyvizek emelkedése és a kisvizek csökkenése. A nagyvizek az 1913-1950-es időszakot kivéve emelkedtek az első, 1876-1912-ös időszakhoz képest, ebből pedig a nagyvízi mederszűkülésére következtethetünk az 1950-es évektől kezdve. A kisvízállások az előzővel ellentétben 20. sz. elejétől kezdve többnyire növekedtek, ami a mederszélesedésre és mederfeltöltődésre enged következtetni, ezeknél azonban az 1982-es évtől állt be erőteljes csökkenés, ami a kisvízi meder bevágódására utal.



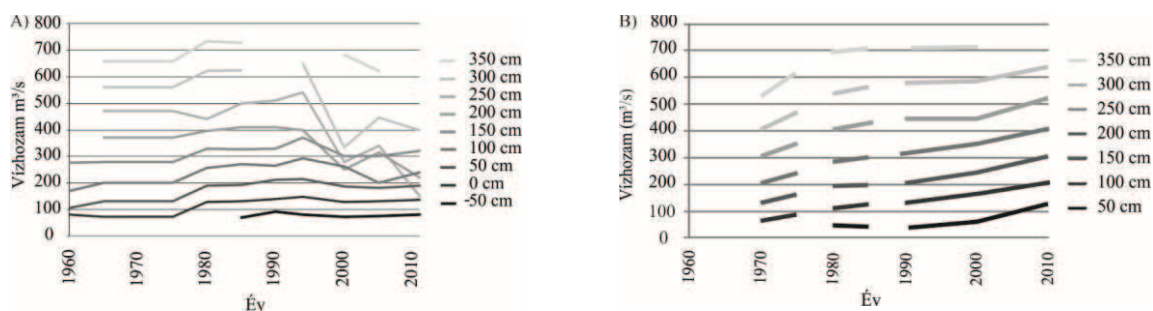
14. ábra: Az 1876-2011 közti időszakok vízállás tartóssági görbéi, a makói vízmérce alapján (adatok forrása: Vízrajzi Évkönyvek 1876-2011).

5.1.2. Vízhozamok alakulása

A vízállástartósságon túl elemeztem az adott vízállásokhoz tartozó számított és mért felszíni vízhozam adatsorokat a makói és aradi vízmérce adatai alapján (15. ábra). Ha csökkennek is a vízállások, nem feltétlenül bevágódási folyamat okozza ezt, azonban, ha a bizonyos vízszintekhez tartozó felszíni vízhozamok növekednek, akkor az megerősíti a bevágódási folyamat meglétét.

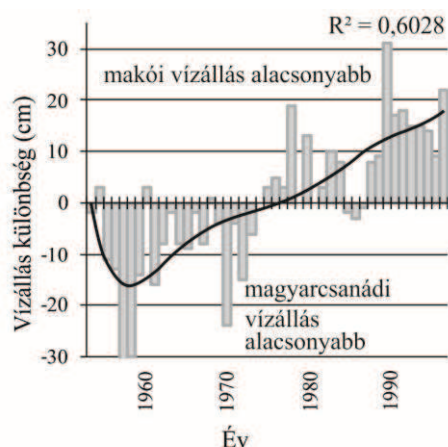
Azt tapasztaltam, hogy a makói vízmércén 1960-tól egészen 1977-ig a vízhozamok nem változtak számottevően egyik vizsgált vízállásnál sem (15A. ábra). Azonban az 1978-as évtől kezdve az alacsonyabb vízállásokhoz tartozó vízhozamok növekedni kezdtek, ami arra enged következtetni, hogy a kisvízi meder mélyülni kezdett, nagyobb vízmennyiséget engedve át magán, amit bizonyítanak még az egészen addig nem tapasztalt alacsony vízállások is. Ehhez hasonló vízhozam növekedés az fentebb található aradi vízmércén az 1970-es évek közepétől mutatható ki (15B. ábra), azonban nagyobb mértékkel növekedtek a felszíni vízhozamok. Az árvízi szintek Makónál csökkentek, sőt a korábban szokásos nagyvizek szintjét csak ritkán közelítették meg újra, ez és a nagyvizek lecsökkent vízhozama bizonyítja a nagyvízi meder szűkülését. Az aradi adatok alapján készült grafikonon a

magasabb vízállásoknál is növekedést mutatnak a vízhozamok; ennek az oka az, hogy a fentebbi szakaszon nagyobb a vízjáték, és míg Makónál 300-600 cm közt tetőztek a szokásos árvízi szintek, addig Aradnál magasabban, 400-700 cm közt. A két vízmérce vízhozam adatainak összehasonlításából kitűnik, hogy a fentebb elhelyezkedő aradin néhány évvel előbb volt érzékelhető a kisvízállásokhoz tartozó felszíni vízhozamok növekedése, azonban a nagyvízállások vízhozamai, Makóval ellentétben, Aradon enyhén növekedtek, egészen a 2000-es évekig, az óta azonban, igaz az ábrán (15B. ábra) nem tüntettem fel, már nem fordulnak elő 400 cm-nél nagyobb vízállások. A makói alacsonyvízállások vízhozama nagyjából 50 m³/s-al nőtt ~30 év leforgása alatt, míg Aradon ez az érték 100-200 m³/s-os növekedés volt, illetve Makóval ellentétben Aradnál folyamatos és tartós vízhozam növekedést lehet megfigyelni. Ezekből következik, hogy a kisvizek csökkenése és a hozzájuk tartozó vízhozamok növekedése a felső szakaszon, Aradnál valószínűleg előbb és mindenképp nagyobb mértékben jelentkezett, mint az alsó szakaszon található Makónál.



15. ábra: Adott vízállásokhoz tartozó számított és mért felszíni vízhozamok változása a makói (A) és aradi (B) vízmérce alapján 1960-2012 között (adatok forrása: ATIVIZIG).

Még egy támpontot adhat a bevágódás irányára vonatkozólag a makói és magyarcsanádi vízmércék kisvízállásainak összehasonlítása (16. ábra). Az 1975-ös év előtt szinte minden évben, átlagosan 10 cm-el voltak alacsonyabbak a fentebb fekvő Magyarcsanádnál a vízállások, mint Makónál. Azonban 1975-óta a folyásirányban lentebb fekvő Makónál alacsonyabbak a kisvízállások átlagosan 10 cm-el. Ez szintén arra enged következtetni, hogy a Maroson legutóbb lezajlott bevágódási időszak a folyón fentről lefelé haladt, hisz Makóra később ért a bevágódás. Az 1980-as évek elejétől érződő bevágódásra magyarázatot adhat, hogy a légi felvételek elemzése során a román szakaszon számos folyóparti kavicsbányát fedezhetünk fel, ezekben a kitermelés közvetlenül a folyóból történik, ami a szállított üledékmennyiséget nagyban csökkenti. A lecsökkenő szállított hordalékmennyiség pedig a tisztavíz eróziót válthat ki csak úgy, mint ahogy azt Sipos et. al. (2007) vagy Lenzi et. al. (1999) is leírta.



16. ábra: A makói és magyarcsanádi vízmércék kisvízállásainak különbsége. A negatív értékek esetében a fentebb fekvő Magyarcsanádnál, pozitív értékek esetében a lentebb fekvő Makónál fordultak elő alacsonyabb vízállások (adatok forrása: ATIVIZIG).

5.2. Maros menti alacsony és magas árterek jellemzői

A Maros mentén épült árvízvédelmi töltések többnyire a szabályozások kori folyómedrek mentén futnak, így a gátak mögött gyakran kerekded formájú ártéri öblözetek találhatóak melyekben fellelhetőek a szabályozások kora előtti geomorfológiai formák és az utóbbi 150 év felszínalakító munkáinak lenyomatai is. Mára azonban a szabályozások hatására bevágódott folyó ennek a hullámtérnek a nagy részét nem önti el, mivel a hullámtéren belül alacsony és magas ártéri felszínek különültek el. A gáaktól a folyó felé haladva enyhén hullámzó felszínek találhatók, amelyek jellemzően levágott folyómedrekhez és övzátonyhoz köthetőek. A folyóparthoz közelebb azonban ennél alacsonyabb felszínek jelennek meg, melyek minden esetben tereplépcsővel különülnek el a magasabb térszínektől. Ezek a folyóhoz közel eső, alacsony térszínek egykori zátony felszínek és szigetmaradványok, melyek a Maros bevágódása során az ártér részévé váltak. Az előbbi, magasabb területeket definiáltuk magas, míg az utóbbiakat alacsony ártérként, mivel az árvízi elöntések szinte csak az utóbbiakat érintik.

5.2.1. Árterek csoportosítása

Az alacsony ártereket a folyó mentén elfoglalt helyzetük, horizontális és vertikális jellemzőik szerint csoportosítottam. A legfelső vizsgált szakaszon, Romániában, Arad és Lippa között (80-145 fkm), a részben szabályozott szakaszon, kavicsbányászat során kialakult alacsony árterek jelennek meg a folyókanyarulatok külső és belső ívén is, mesterségesen kialakított felszínekkel és nagy szintkülönbségekkel.

A Sajtény-Zádorlak közötti szakaszon (55-80 fkm), az alacsony árterek természetes kialakulásúak, a homokbányászatnak kisebb nyomai fedezhetők csak fel. Ezek az árterek kis területen jöttek létre a kanyarulatok belső íve mentén, a felsőbb szakaszhoz képest jóval csekélyebb magasságkülönbséggel. Itt a folyó helyenként teljesen mentes a szabályozásoktól, háborítatlanul meanderező,

Ezt követően a határszakaszon, Igris és Makó között (27,8-55 fkm) a kiegyenesített és túlszélesedett meder szűkülésével egyik vagy mindkét parton jöttek létre új ártéri felszínek. Apátfalva és Igris esetében, főleg a folyó egyik oldalán jöttek létre szélesebb alacsony árterek, ahol egykori zátonyok és szigetek forrtak a partokhoz, míg Makónál a folyó mindkét partján ugyan, de kisebb szélességben alakultak ki a meder szűkülésével az ártéri felszínek.

A torkolati szakaszon, Makó és a torkolat között (0-27,8 fkm) a kanyarulati ívek belső oldalán jöttek létre, keskenyebb alacsony árterek, például Klárafalvánál és Ferencszállásnál, szintén a parthoz forrt zátonyokból és szigetekből. Ezek tekintetében a 4 csoport legjellemzőbb tagjait, illetve az adott csoportokba tartozó helyszínek különbözőségeit mutatom be.

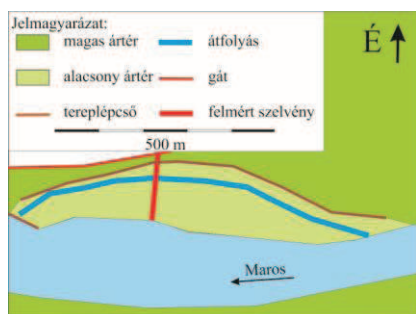
5.2.2 A bányászott szakasz (80-145 fkm) árterei

A vizsgált Maros szakasz legfelső mintaterületei környékén erőteljes kavicsbányászat folyik a mederből. Ennek hatására a partfalak meredekes és az alacsony árterei szintek gyakran folyamatosan átalakuló, csupasz kavicsfelszínként jelennek meg a bányaterületeken. A bányászat hatására a meder mélyült és szűkült, a bányák környékén viszont helyenként hirtelen kitágul, morfológiája gyorsan változik. A régi folyómedrek, melyek közül néhányat csak pár évtizede vágtak le jellemzően több méterrel a mai fölött találhatók.

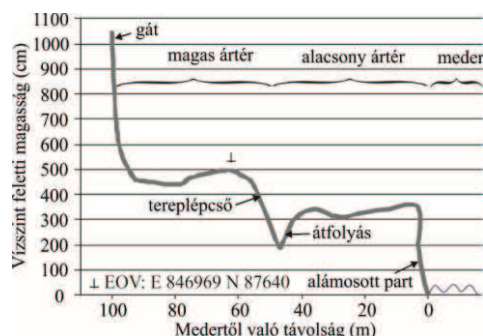
Ópálosi mintaterület

A folyásirányban legfentebb elhelyezkedő Ópálos (Păuliș) (132-135 fkm), 10 kilométerrel a Radnai-szoros alatt található, ahol a folyó kilép az Alföldre. Itt folyóparti bánya nincs, azonban 10 km-el fentebb, Lippa környékén már több előfordul. A magas ártér egyenes felszínű, tereplépcső és egy egykori átfolyás választja el a 0,467 km² kiterjedésű alacsony ártértől (17. ábra). A magas- és alacsony ártér közt a magasságkülönbség 153 cm. Az alacsony ártér ugyan egy álkanyar belső felén helyezkedik el, azonban a partfal meredeken alámosott, amit mindkét oldalon csuszamlások formáltak tovább. A helyszínen felmért

szelvény (18. ábra) a medertől a gátig tart. A szelvényen kirajzolódik a meredek partfal, majd az alacsony és magas árterek a vízszinttől mérve 327 illetve 480 cm-es átlag magassággal.



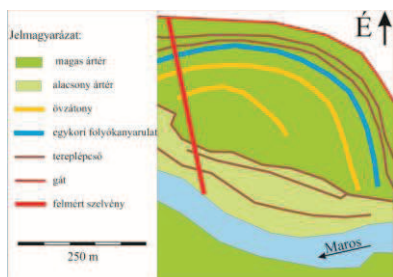
17. ábra: Az ópálosi mintaterület geomorfológiai vázlata.



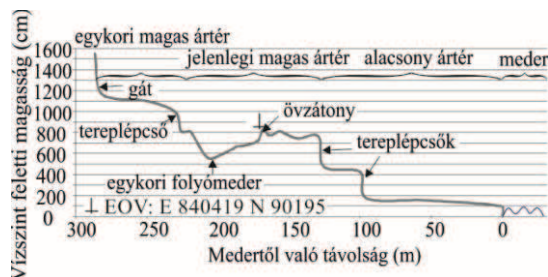
18. ábra: Az ópálosi mintaterületen felmért szelvény.

Szabadhelyi mintaterület

A Szabadhely (Sâmbăteni) mellett (120-122 fkm) vizsgált ártér viseli magán leginkább az emberi tevékenység felszínalakító hatását, így itt jöttek létre a legnagyobb vertikális különbségek. Az egykori ártér és mai alacsony ártér közt 8 m-es maximális, és 644 cm-es átlagos magasságkülönbség található. Az ártér lépcsősen lejt a folyópart felé, ahol a frissen kialakult 1,051 km²-en elnyúló alacsony ártér felett még további 4 egységes felszínű (terasz) szintet lehet elkülöníteni. A magas ártér a folyótól 130-230 m távolságra található és a rajta elterülő folyókanyarulatot a 20. században második felében vághatták le, hiszen az 1980-as román topográfiai térképen ez még, mint élő meder szerepelt a ma is élő kiegyenesített meder mellett. Ez a kanyarulat és a hozzá tartozó övzátányok ma is felismerhetők (19. ábra). Mivel a folyó ezen a szakaszon nagy esésű, ezért a legutóbbi kanyarulat átvágások hatására erőteljesebben bevágódott, mint az alsóbb szakaszokon, így a levágott meder csekély mértékben töltődött fel, igaz az 1980-as években még zátonyként van feltüntetve a magas ártér nagy része is. A ma már száraz, de az 1980-ban még aktív meder fenékmélysége kb. 5 m-el volt magasabban (20. ábra), mint a folyó vízszintje a felmérés idején. A helyszínen található bányaterület lefedi az alacsony árteret, ahol 130 m szélességben markáns lépcsők láthatók csupasz kavicsfelszínekkel. Az alacsony ártér átlagos felszíne 103 cm-el, míg a magas ártéré 747 cm-el található magasabban a Maros aktuális vízszintje felett.



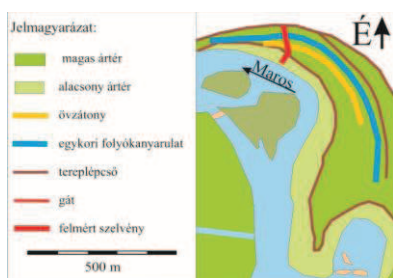
19. ábra: A szabadhelyi mintaterület geomorfológiai vázlata.



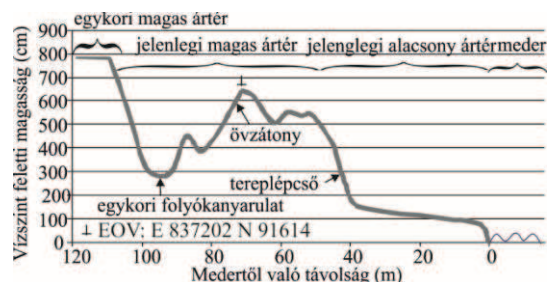
20. ábra: A szabadhelyi mintaterületen felmért szelvény.

Mondorlaki mintaterület

Mondorlak (Mándruloc, 110-112 fkm) mellett egy erőteljesen bányászott szakasz található, ahol a bányászati tevékenység jelentősen átformálta a folyót és környezetét (21. ábra). Az egykori alacsony és magas árterek természetes tereplépcsővel különülnek el egymástól. A ma már magas ártérnek definiálható felszínen a parttól 80-100 m-re található egy csekély mértékben feltöltődött meder, melynek alja 280 cm-el magasabban van, mint a mai folyó aktuális vízszintje a felmérés idején (21. ábra). A román topográfiai térképek tanúsága szerint ez a magas ártéri felszín és a rajta lévő meder 1980-ban még 100 m széles volt (23A. ábra), aktívan formálódott és itt egy kiterjedt zátonyfelszín volt, majd az óta, a folyó bevágódásával párhuzamosan elvesztette azzal a kapcsolatát, és létrejött a mai alacsony ártéri felszín is. Egy 20. Századi kanyarulat átvágással a folyó ~ 200 méterrel helyeződött dél-nyugati irányba ezzel létrejött a kanyarulatban egy sziget, melyet később részben elerodált, ezen a maradványfelszínen történt a szelvény felmérése. A magas ártérre alakult egykori folyómeder, zátonyfelszín és ártér, illetve a mai alacsony ártér közti magasságkülönbség 662 cm (22. ábra). A mai alacsony ártér 0,724 km² kiterjedésű, 40 m széles, lapos terület, ami a 2003-as GoogleEarth műholdfelvételek készítésekor még a meder része volt (23B. ábra). Az 1980 előtt levágott kanyarulati ív időközben tovább fejlődött, azonban 2003 és 2007 között elbányászták (23C. ábra), a meder szélessége 150 méterről 300 méterre növekedett.

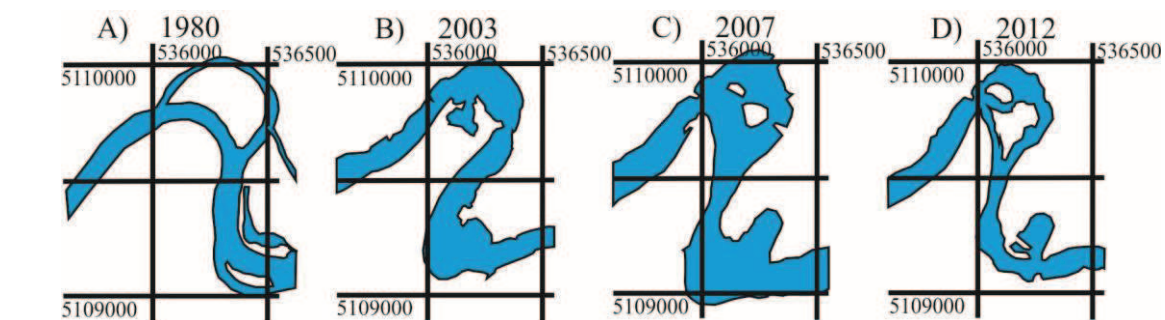


21. ábra: A mondorlaki mintaterület geomorfológiai vázlata.



22. ábra: A mondorlaki mintaterületen felmért szelvény.

A kanyarulatát gyorsan erodáló és a falut alámosó folyót megpróbálták stabilizálni, így a 2007-es műholdfelvételen már kivehető egy mesterséges vezetőmű a kanyarulat közepén, illetve kőszórások a külső íven, ami a folyót hivatott a régi kanyarulata felé terelni. Ezek hatására 2012-re a kanyarulatban található két sziget területe növekedett (23D. ábra) és a meder a 300-ról 150 méterre szűkült.



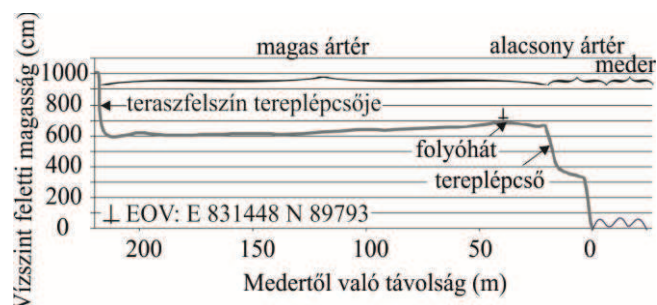
23. ábra: A Mondorlak melletti folyókanyar változása 1980 – 2012 között
(UTM koordinátákban, adatok forrása: GoogleEarth).

Angyalkúti mintaterület

Angyalkút (Fântânele) mellett (105-107 fkm) is egy korábbi, mára felhagyott kavicsbánya területén történt a felmérés. A mintaterületet, egy pleisztocén-holocén terasz felszín és a folyó zárja közre (24. ábra). Ezen a bolygatott felszínen azonban megfigyelhetők a természetes felszínalakító folyamatok is, a parttól 30-50 m-re finomabb anyagú folyóhát épült (25. ábra). Az alacsony ártér csupán kis kiterjedésben (0,021 km²), vékony sávban jelenik meg, de meredek tereplépcsővel különül el a magas ártértől. A lépcsőzetes alacsony ártér szélessége maximum 20 méter. Az alacsony- és magas árterek közti különbség 285 cm. A folyó túloldali, jobb partján egy bezárt kavicsbánya és azt körülölelően egy 1980-ban még aktív, mára levágott folyókanyarulat található. Az alacsony ártér átlagos felszíne 332 cm-el volt az aktuális vízszint felett, míg a magas ártéré 617 cm-el.



24. ábra: Az angyalkúti mintaterület geomorfológiai vázlata.



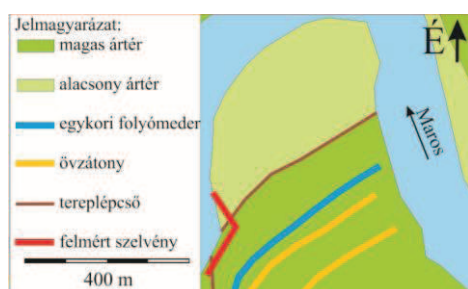
25. ábra: Az angyalkúti mintaterületen felmért szelvény.

5.2.3. A meanderező szakasz (55-80 fkm) árterei

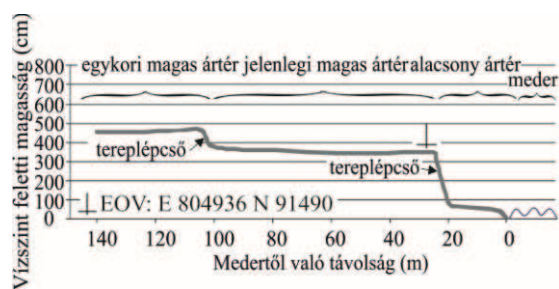
Ezen a folyószakaszon található három mintaterület átmeneti jellegű az alsó- és felső szakaszok között. Folyásirányban e fölött erőteljes homok és kavicskitermelés folyik, nagy vertikális különbségek alakultak ki az árterek magasságában illetve a Maros sok helyen mély, köves mederben folyik. Ugyanakkor a Maros e folyószakasz alatti részén már nem fordul elő ipari mértékű bányászat. Így a három mintaterületen is csak csekély mértékű a homokbányászat, és az árterek közti magasság különbség maximum 1-2 méter körüli, viszont jóval nagyobb területen jöttek létre lapos alacsony ártéri felszínek.

Zádorlaki mintaterület

A zádorlaki (Zădăreni) mintaterületnél (78-80 fkm) vált át az eddigi helyszíneken még kavicsos meder- és partanyag durva homokossá, a síksági szakaszra érkezett folyó itt már kisebb tereplépcsőket hozott létre (26. ábra). A parttól 100-140 m közt található (27. ábra) magasabb térszín az egykori magas ártér. Mára ez már teljesen árvízmentes és 33 cm-es tereplépcsővel különül el az egykori alacsony ártérétől, ezek 378 és 345 cm-el fekszenek magasabban az aktuális vízszint felett. A mai frissen kialakult alacsony ártér 0,253 km² kiterjedésű, bolygatott felszínű a még jelenleg is működő bányászat hatására. A román M=1:20000-es topográfiai térképeken ez az alacsony ártér a 1980-ban még túlnyomórészt zátonyfelszínként van feltüntetve, melynek belső, a magas ártérhez közeli része volt csak szárazon. Az alacsony ártér átlagos magassága az akkori vízszint felett 70 cm volt, míg a két ártér közti magasságkülönbség 291 cm.



26. ábra: A zádorlaki mintaterület geomorfológiai vázlata.

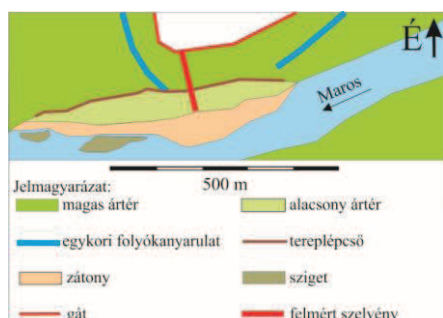


27. ábra: A zádorlaki mintaterületen felmért szelvény.

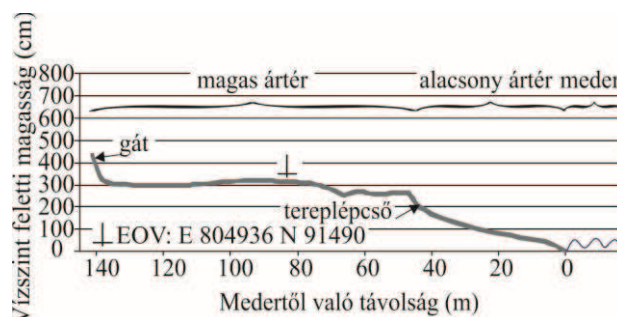
Pécskai mintaterület

A pécskai (Pecica) helyszínen (75-76 fkm) is folyik homokbányászat, azonban nem nagyüzemi méretekben. A folyószakaszt a 19. sz. folyamán szabályozták, így egyenes és kiszélesedett szakaszon szigetek és zátonyok alakultak ki, hasonlóan a magyarországi

szakaszon található mederszélesedéshez. Ezen az egykori és mai part menti zátonyfelszíneken folyik jelenleg is a homok kitermelés. A felmért szelvény (28-29. ábra) a parttól a gátig tart, amely az egykori magas ártér peremén fut a várost körülölelve. A mai magas ártér felszíne az aktuális vízszint felett átlagosan 286 cm magasan terül el, lankásan süllyed a part felé, ahol tereplépcsővel különül el a 91 cm-es átlag magasságú alacsony ártértől. A parttól 50 m-re, húzódó tereplépcső magassága 195 cm. Ez az alacsony ártér (0,046 km²) a román topográfiai térképek tanúsága szerint bő 50 évvel ezelőtt még homokzátony volt, mára ennek a homokzátonynak a folytatása a folyóban ma is meg található, kb. 50 m szélességben.



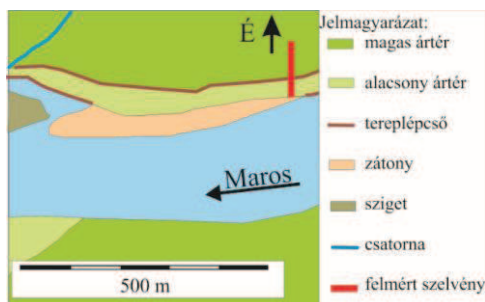
28. ábra: A pécskai mintaterület geomorfológiai vázlata.



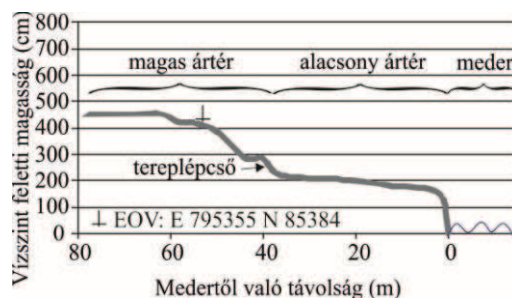
29. ábra: A pécskai mintaterületen felmért szelvény.

Szemlaki mintaterület

A 70-71 fkm-nél elhelyezkedő szemlaki (Semlac) szakasz példázza egyik legjobban a természetes ártér kialakulást a folyókanyarulat belső oldalán (30. ábra). A magas ártér lépcsőzetesen ereszkedik a part felé, a szelvényen (31. ábra) 30 m szélességben, majd meredek tereplépcsővel különül el a lapos, sík felszínű, 40 m széles, 0,032 km² területű alacsony ártértől. Ezen felszínek átlagosan 423 és 220 cm-el területek el az akkori vízszint felett, köztük a magasságkülönbség 203 cm volt. Folyásirányban néhány száz méterrel a mintaterület felett található egy kisebb homokbánya – aminek – és a többi felső szakaszon lévő bányának a hatására a kanyarulati ív belső felén is meredek és erodált partfal található



30. ábra: A szemlaki mintaterület geomorfológiai vázlata.



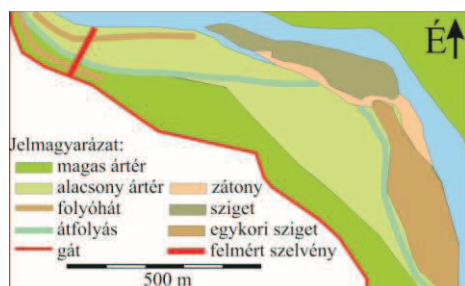
31. ábra: A szemlaki mintaterületen felmért szelvény.

5.2.4. A fonatos (27,8-55 fkm) szakasz árterei

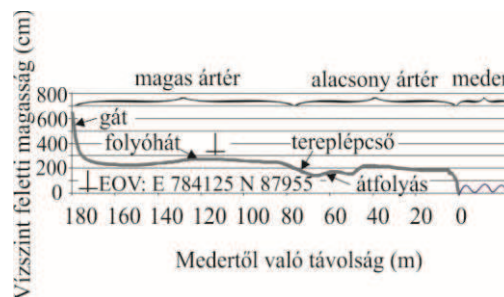
A folyásirányban lentebb elhelyezkedő igrisi, apátfalvai és makói területeknél a kiegyenesített és az elmúlt 100 évben szabályozási munkálatoktól mentes meder két oldalán jöttek létre új ártéri felszínek. A mai alacsony ártéri területek korábban zátonyok voltak, melyeken átfolyások és kisebb szigetek nagy számban fordultak elő. Ezen formák ma is felismerhetőek, illetve a parthoz közel minden esetben megfigyelhető a folyóhátak kialakulása. Az alacsony ártér kialakulásával párhuzamosan több mintaterületen lépcsőzetes felszínűvé vált, mutatva az adott időszakok éppen aktuális mederszélességét, illetve a lépcsőzetes partok a csuszamlások kialakulásával is kapcsolatba hozhatók. A kiszélesedő szakaszokon szigetek és zátonyok is előfordulnak nagy számban, illetve az alacsony árterek főleg ezekből alakultak ki, erre főleg Igrisnél és Apátfalvánál látunk példát.

Igrisi mintaterület

Az 55-57 fkm közti Maros szakaszon, az Igris (Igrış) melletti mintaterületen figyelemre méltó antropogén felszínalakítás nem jelent meg. A magas ártér a parttól 100-120 m-es távolságban húzódik a gátak belső oldalán (32. ábra), amelyet főleg egykori átfolyások választanak el az alacsony ártértől (0,182 km²), a szelvényen (33. ábra) ez a folyótól 50-70 m-re látható. Az alacsony ártér egykori szigetekből, és zátonyfelszínekből alakult ki. A két ártér az akkori 53 cm-es vízállás felett 172 és 246 cm-en terült el átlagosan, közöttük 74 cm különbséggel.



32. ábra: Az igrisi mintaterület geomorfológiai vázlata.

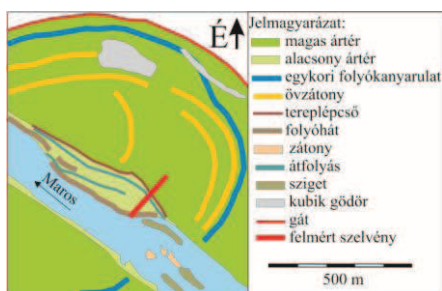


33. ábra: Az igrisi mintaterületen felmért szelvény.

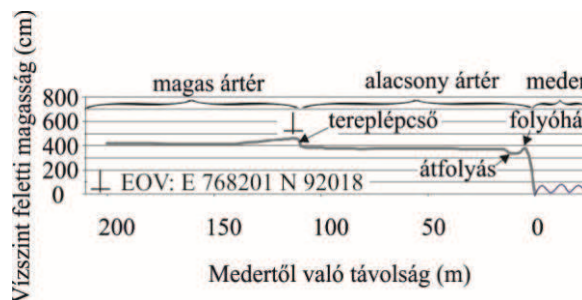
Apátfalva I. mintaterület

Apátfalva I.-es terület (34,5-36 fkm) egy egykori meder mögötti felszín, ez képezi a magas ártér nagy részét (34. ábra). A gát belső oldalát követve rajzolódik ki a meder feltöltődött maradványa és övzátonyok sora. A falu közelében található kubikgödrök is, melyek homokkitermelés és gátépítés eredményeként jöttek létre. A magas ártér

tereplépcsővel és egy korábbi folyóhát kiemelkedésével különül el az alacsony ártértől a parttól 110 m távolságra (35. ábra). Az alacsony ártér jelenlegi területe az idővel a parthoz forrt zátonyos térszínekből áll, a partfal a folyóra az egész szakaszon meredeken szakad le, az alacsony ártér területe 0,077 km². A folyóban három kisebb sziget található, és számos kisebb zátony, jelezve az aktív meder fonatos jellegét. Az alacsony- és magas árterek felszíne 359 és 424 cm-el terült el az akkori vízállás mellett, különbségül pedig a mérések alapján 65 cm.



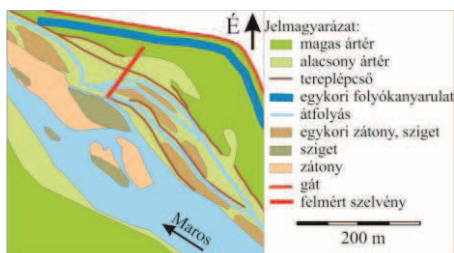
34. ábra: Apátfalva I. mintaterület geomorfológiai vázlata.



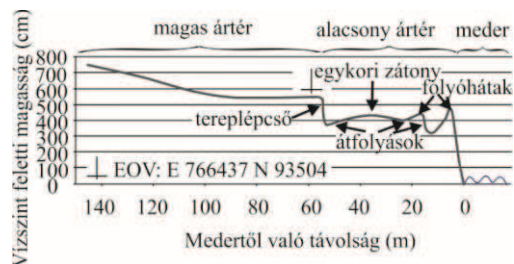
35. ábra: Apátfalva I. mintaterületen felmért szelvény.

Apátfalva II. mintaterület

Apátfalva II mintaterület geomorfológiai vázlatán (36. ábra) látható, hogy a tereplépcső a folyóval párhuzamosan kettéosztja az öblözetet (33-34,1 fkm). A magas ártér a parttól távolabb fekszik, ezen egyetlen megfigyelhető forma az egykori meanderező folyó levágott kanyarlati ívének maradványa mely végig követi a gát vonalát, a magas ártér markáns, 1,5-2 méteres tereplépcsővel különül el az alacsony ártértől. A parthoz közeledve az alacsony ártér területe kezdődik, aminek legfőbb jellegzetessége az egykori fonatos folyóágak mélyedései, míg a szigetek, zátonyok maradványai a folyóval párhuzamosan nyúlnak el. Az alacsony ártér itt is meredek lejtővel különül el a folyótól, ez a meredek part jellemző a folyóban előforduló szigetekre is. A folyó korábbi zátonyos területei az alacsony ártér részévé váltak a bevágódás során, ezek összességében 0,125 km²-es felszínt tesznek ki ennél a mintaterületnél. A folyó itt fonatos jelleget mutat (Kiss és Sipos 2001), így folyamatosan változnak a szigetek, a zátonyok, a folyó sodorvonala és a part futása. A mintaterületen felmért szelvényen (37. ábra) a magas ártéri felszín nagyjából síknak mondható a parttól 50 m-es távolságban egy tereplépcsővel jól elkülönül az alacsony ártértől. Az alacsony ártéren parttól 50, 20 és 15 m-re kisebb mélyedések láthatóak, amelyek egykori fattyúágak nyomai, mára ezek erősen feltöltődtek. A folyópart felé először egy újabb tereplépcső, majd egy markáns folyóhát található, a felmért szelvény tanúsága szerint az alacsony- és magas árterek magasságkülönbsége 238 cm.



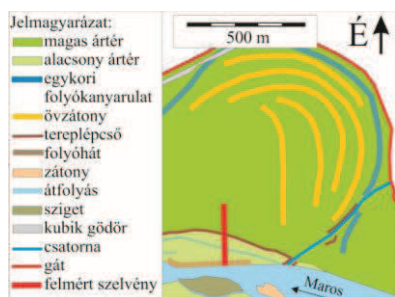
36. ábra: Az Apátfalva II. mintaterület geomorfológiai vázlata.



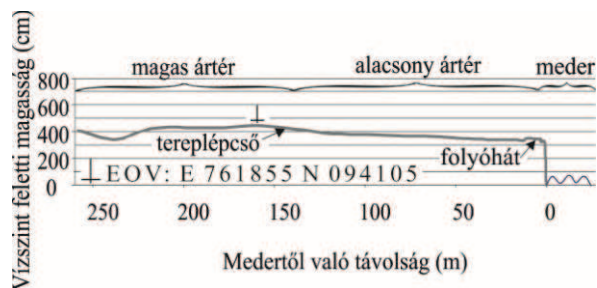
37. ábra: Az Apátfalva II. területen felmért szelvény.

Apátfalva III. mintaterület

Az Apátfalva III.-as mintaterület (31,2-32 fkm) magas árterén felfedezhető az egykori meder nyoma a gáttal párhuzamosan húzódva, mögötte övzátony sorok nyomai vehetők ki a helyszínen (38. ábra). A magas és alacsony ártereket kevésbé markáns tereplépcső választja el, míg az parttal párhuzamosan láthatóak szigetek, zátonyok. Az 1953-as légi fotókon felismerhető zátonyok jelentős része jelenleg az alacsony árterhez tartozik és rajtuk telepített erdők találhatók, melynek területe itt 0,205 km². A szelvényen (39. ábra) látható, hogy a folyó magas ártere a parttól számítva 150 m-től kezdődik és az alacsony árter enyhe lejtővel különül el tőle. A felszín enyhén lejt a folyóirányába, ahol a parttal párhuzamosan egy 0,5 méternél ugyan alacsonyabb, de markáns peremű folyóhát található. A partfal tövében szabályos, partfalbiztosítás nyomai fedezhetőek fel. Az alacsony- és magas árterek felszínének különbsége 93 cm-nek bizonyult.



38. ábra: Apátfalva III. mintaterület geomorfológiai vázlata.

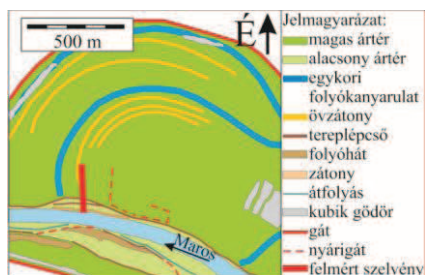


39. ábra: Apátfalva III. mintaterületen felmért ártéri szelvény.

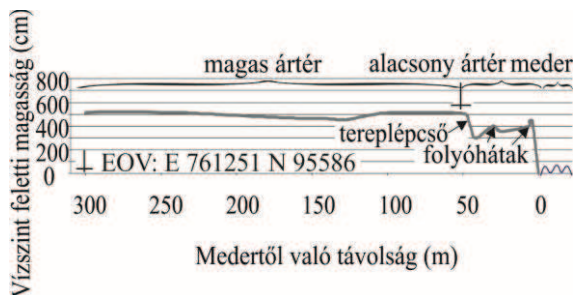
Makói mintaterület

A Makó mellett található területen (27,8-29 fkm), a magas árterén található két nagyobb, egymásra növekvő szabályozások kori meder, amelyek az öblözet nagy részét uralják (40. ábra). A külsővel párhuzamosan fut az árvízvédelmi töltés, ezek mögött pedig a hozzájuk tartozó övzátonysorok. Az alacsony árter itt is egykori zátony felszínekből jött létre, és ezen a

helyszínen újra markáns tereplépcső jelenik meg a két ártér között, átlagos különbségük 155 cm. Alacsony ártér itt a folyó mindkét oldalán jött létre széles kiterjedésben, a vizsgált egység területe 0,128 km². A helyszínen felmért szelvényen (41. ábra), kivehető a magas ártér (50-300 m) enyhén hullámzó felszíne, 50-100 m közt egykor folyóhátal, majd egy markáns tereplépcső után az alacsony ártér következik. Az alacsony árteret egy tereplépcső osztja ketté, mutatva a mederszűkülés valószínű szakaszait. A partfal magassága a mérés idején az akkori vízállás mellett 205 cm-nek bizonyult.



40. ábra: A makói mintaterület geomorfológiai vázlata.



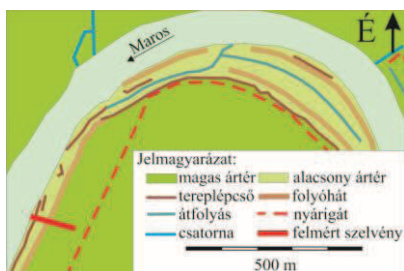
41. ábra: A makói mintaterületen felmért szelvény.

5.2.5. A fejletlen kanyarokkal tagolt szakasz (0-27,8 fkm) árterei

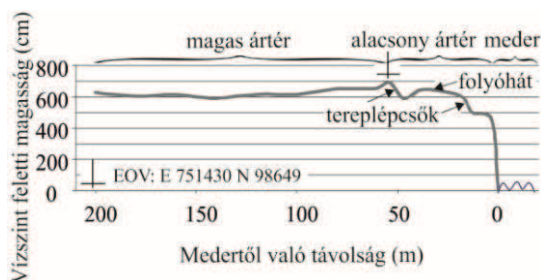
Az utolsó csoportba került mintaterületek jellemzői, hogy folyókanyarulatok belső ívein helyezkednek el, formájuk követi a partvonalat, görbülten futnak a part mentén, és az előző csoporttal szemben jóval vékonyabb sávban jelennek meg. A Maros itt már nem jelent országhatárt ezért a külső oldalon partbiztosítások akadályozták meg annak a partok alámosását, így azok stabilan a helyükön maradtak, míg a belső ív mentén az ártér a természetes kanyarulatfejlődés és a Maroson lezajló bevágódás miatt növekedett. Ezeken a helyszíneken a gátak egyenes szakaszokból állnak és folyó felé elterülő magas ártéren csak helyenként ismerhetők fel a folyóvízi felszínalakításhoz kötődő geomorfológiai formák, azok is többnyire telepített erdők által borítottak. Az egységesen sík magas ártereken található nyári gátak és korábbi folyóhátak, ezeket markáns tereplépcsők választják el a mai alacsony árterektől. Helyenként itt is találhatunk lépcsőzetesen kialakult ártéri felszíneket, melyek mutatják a meder szűkülését és bevágódását. A mai alacsony árterek korábban itt is zátonyfelszíneket képeztek, bennük kisebb szigetekkel és a folyóval párhuzamos átfolyásokkal, a többi mintaterülethez képest azonban itt már kevesebb és kisebb fonatos forma jelent meg.

Ferencszállási mintaterület

Ferencszállásnál 16,7-18 fkm közt található kanyarulati ív belső peremén fellelhető mintaterületen (42. ábra) a gát egyenes futású, az általa és a tereplépcsők által határolt magas ártér a helyszín nagy részét elfoglalja, míg az alacsony ártér, a part menti vékony sávban jelenik meg 0,088 km²-es kiterjedésben a kanyarulat egész hosszában. A magas ártéren kevés geomorfológiai forma fedezhető fel, azok is telepített erdőkkel fedettek, viszont mindenütt jól kivehető tereplépcső választja el az alacsony ártértől. A két ártéri szint különbsége a szelvény szerint 139 cm. Az alacsony ártéren egykori zátonysorok és átfolyások váltják egymást, a folyóparttal párhuzamosan futva, illetve az ártéren belül is számos helyen felfedezhetők kisebb tereplépcsők. A GoogleEarth műholdfelvételek tanúsága szerint a legkülső 10 méter széles tereplépcső kevesebb, mint 10 éve jött létre, és a folyamatos mederszűkülésre adhat bizonyítékot. Ugyanígy Kiss és Blanka (2006) kutatása alátámasztja, hogy az alacsony ártér felszíne a folyópart felé egyre fiatalodik ezen a kanyarulatban. A felmért szelvényen (43. ábra) a magas ártér egyhangú sík felszínű, majd tereplépcső választja el az alacsony árteret a folyóparttól 50 m-re. Az alacsony ártéren felfedezhető folyóhát kiépülése, és a következő tereplépcső vonala, ami egy újabb, keskeny és frissen kialakult felszínt különít el kb. 10 m szélességben.



42. ábra: A ferencszállási mintaterület geomorfológiai vázlata.

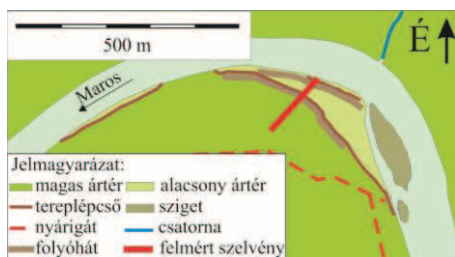


43. ábra: A ferencszállási minta területén felmért szelvény.

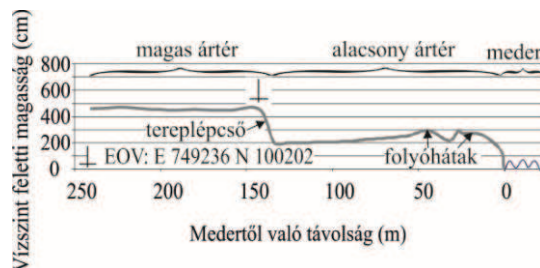
Klárafalvai mintaterület

A Klárafalvánál (11,5-13,1 fkm) belső kanyarulati íven kialakult ártér kis kiterjedésben jött létre, azonban a magyarországi szakaszon itt jöttek létre a legnagyobb vertikális különbségek. A magas árteret itt is az egyenes futású gát és markáns tereplépcsők jelölik ki, rajta viszont nem ismerhetők fel geomorfológiai formák. A parttal párhuzamos alacsony ártéren a kettős folyóhát illetve kisebb tereplépcsők fedezhetőek fel (44. ábra), ami itt is jelzi a meder jelenkori szűkülését (a 2000-es légi fotókon még zátonyfelszínként mutatkozik ez a part menti sáv). A felmért szelvényen (45. ábra) jól láthatók a geomorfológiai

vázlaton ábrázolt formák nagy része, a part mentén egy ~10 m-es sáv után tereplépcső és folyóhát található, mely után az ártér felszíne lankásan süllyed a magas ártértől elválasztó tereplépcsőig (150 m), ennek magassága közel 3 m-es. Az alacsony ártér kiterjedése itt 0,109 km² és a két ártéri felszín közti magasságkülönbsége 243 cm.



44. ábra: Klárafalva melletti mintaterület geomorfológiai vázlata.



45. ábra: Klárafalvánál lévő mintaterületen felmért szelvény.

5.3. A bevágódás tér és időbeli folyamata

Összegezve a hidrológiai elemzéseket, terepi mérések tanúságait és a geoinformatikai módszerekkel történt térképezéseket, felvázoltam egy valószínű felszínfejlődési modellt a Maros alföldi szakaszára az utóbbi másfél évszázadra vonatkozóan.

A 19. sz. második felében lezajlottak a Maroson a folyószabályozási munkálatok, aminek folyamán, hosszabb szakaszokon kiegyenesítették a folyót. Ennek hatására esése nagymértékben növekedett és a felgyorsult vízfolyás a medret erodálni kezdte, ennek hatására mederanyagát kisöpörte, és nagyjából 1 méteres értékkel bevágódott (Oroszi 2004). Ezt mutatja a kisvizek csökkenése a makói és aradi vízmércéken a 19. sz. végén (46. ábra) illetve, az, hogy a levágott kanyarulati ívek néhány méterrel a mai folyómeder fölött terülnek el.



46. ábra: A Maros feltételezett bevágódása a 19. sz. vége, 20. sz. eleje között (a nyilak hossza arányos a bevágódás mértékével).

Ez a bevágódási időszak azonban véget is ért a 20. századra, amit egy mederfeltöltődési időszak követett. Mivel a folyó nagymennyiségű hordalékot szállított, így a bevágódás nem maradt tartós, sok helyen fonatos medermintázat jelent meg, aminek következtében partjait

erodálta, széles és sekély, zátonyokkal, kisebb szigetekkel teli meder jelent meg, ami az egész szabályozott szakaszon megmutatkozott, és a frissen kialakult meder elkezdett feltöltődni.

A 20. sz. elejétől a torkolati szakaszon (~60 fkm.-ig) a kisvizek szintjei egyre kisebb értéket értek el. Ez arra enged következtetni, hogy az időközben a Tiszán lezajlott 3-5 m mértékű bevágódás lassan éreztette a hatását a Maroson is (47. ábra). Mivel a Maros számára a Tisza erózióbázisul szolgál, ezért ez az erózióbázis megsüllyedését jelentette, minek hatására a folyón torkolattól felfelé egyre kisebb vertikális különbségekkel jöttek létre új ártéri felszínek a part menti zátonyok felszínéből. Ez a bevágódási folyamat a légi fotók és vízállás adatok tanúsága szerint az 1950-es évekig hatott. Ekkorra a zátonyfelszínek egy része a mederkitöltő vízszint fölé kerültek, és kiszáradtak, ezek után felszínükön a finom üledékek felhalmozódása és növényzet megtelepedése vált dominánssá.



47. ábra: A Maros bevágódása a 20. sz. eleje és közepe között (a nyilak hossza arányos a feltételezett bevágódás mértékével).

Az 1950-1980-as évek közt beköszöntött ismét egy magasabb vízállású, mederfeltöltődési időszak, a kis-, közepes- és nagyvizek szintjei is emelkedést mutattak, ekkor vonultak le a folyón a valaha mért legnagyobb árvizek is. Ebben a 30 éves időszakban az alsó szakaszon frissen kialakult alacsony árterek felszíne tovább magasodott, az egykori átfolyások és más geomorfológiai formák nyomai lassan betemetődtek. Mivel a felső szakaszokon található mintaterületeken nem találtuk nyomát a jelentős feltöltődésnek, így arra következtethetünk, hogy ott nem volt jellemző az árterek magasodása. A vízállások megemelkedése valószínűleg az egész szakaszon megfigyelhető volt, azonban a magyarországi, sík szakaszon jobban éreztette hatását.

Az utolsó időszakban, a 20. sz. végétől napjainkig a mellékfolyókon számos víztározó épült, megnövekedett a vízkivétel a folyó felső szakaszán, illetve ipari mértékű kavicsbányászat kezdődött a Maros alföldi szakaszán Arad környékén. Ezeknek együttes hatására a folyó kis-, közép- és nagyvízi szintjei jelentősen csökkentek. A víztározók vízkieresztési gyakorlata miatt a kisvizes időszakokban nagyobb vízhozamok lettek jellemzőek (Konyecsny 2010), ami jobban erodálhatta a medret, azonban ezek a víztározók a

felsőszakasz mellékfolyóin található, kisebb hatásuk lehet az alföldi szakaszra. Mivel az Arad fölötti szakaszon még a 20. sz. második felében is zajlottak mederszabályozási munkálatok a Maroson ezért azok is nagyban hozzájárultak a lokálisan a medermélyüléshez, azonban önmagukban ezek hatására sem jelenhet meg bevágódás az alsó szakaszon. Az ezeknél hosszabb szakaszra jellemző és jelentősebb hatású, alföldi kavicsbányászat hatására viszont tisztavíz erózió jelent meg a folyóban. A bányászat során a közvetlenül a folyómederből termelnek ki homokot és kavicsot, aminek hatására lecsökken a folyóban szállított hordalékmennyiség. Mivel azonban az áramló víz energiaviszonyai változatlan marad az kénytelen a mederből felvenni a hordalékát. Ennek hatására az elbányászott meder tovább mélyül, ami ráadásul folyásirányban lefelé egészen a torkolatig kihat (48. ábra). Ennek hatására estek a vízszintek az alsó szakaszon és növekednek folyamatosan az alacsony ártéri felszínek és szűkül a folyó medre helyenként 1 m/év ütemmel.



48. ábra: A Maros jelenkori bevágódása (a nyilak hossza arányos a feltételezett bevágódás mértékével).

7. Összegzés

Ha összehasonlítjuk a kisebb, alacsony ártéri egységek területét az láthatjuk, hogy többségük területe néhány tized km² körül alakul, ezek főleg kanyarulati ívek belső oldalán jöttek létre, míg a nagyobbak, néhány km² kiterjedéssel a kiegyenesített szakaszok mentén. Az ártereken található természetes kialakulású felszíni formák mindenesetben a folyóvízi felszínformáláshoz kapcsolódnak, a magas ártereken jellemzően elhagyott és részben feltöltődött folyómedreket, övzátony sorokat lehet megtalálni, folyásirányban felfelé egyre markánsabbakat, míg az alacsony ártéren már a fiatalabb kialakulású, fonatos szakaszjellegre jellemző zátonyok, átfolyások és kisebb szigetek maradványai találhatók meg.

A felmért szelvények összehasonlítása érdekében, azok alapján meghatároztuk az ártéri felszínek átlagos szintjét, ezeknek a különbségét pedig táblázatba rendeztük (2. táblázat), így ebből következtethetünk a korábban lezajlott bevágódás irányára és mértékére. Ha az árterek közti magasságkülönbséget szemügyre vesszük, akkor láthatóvá válik, hogy a felső, bányászott szakaszon nagy vertikális különbségek jöttek létre, míg az alsó szakaszon, Igristől folyásirányban lefelé a különbségek jellemzően növekednek, 73 cm-ről, 243 cm-re nőnek. Ez is mutatja, hogy a Maros mentén létrejött árterek több kiváltó tényező miatt jöhettek létre.

Vizsgált terület	fkm	Alacsony- és magas ártér közti magasság különbség (cm)	Alacsony ártér területe (km ²)
<i>Ópálos</i>	<i>133-135</i>	<i>153</i>	<i>0,467</i>
<i>Szabadhely</i>	<i>120-122</i>	<i>644</i>	<i>1,051</i>
<i>Mondorlak</i>	<i>110-112</i>	<i>662</i>	<i>0,724</i>
<i>Angyalkút</i>	<i>105-107</i>	<i>285</i>	<i>0,021</i>
<i>Zádorlak</i>	<i>78-80</i>	<i>291</i>	<i>0,253</i>
<i>Pécska</i>	<i>75-76</i>	<i>195</i>	<i>0,046</i>
<i>Szemplake</i>	<i>70-71</i>	<i>203</i>	<i>0,032</i>
<i>Igris</i>	<i>55-57</i>	<i>74</i>	<i>0,182</i>
<i>Apátfalva I.</i>	<i>34,5-36</i>	<i>65</i>	<i>0,077</i>
<i>Apátfalva II.</i>	<i>33-34,1</i>	<i>238</i>	<i>0,105</i>
<i>Apátfalva III.</i>	<i>31,1-32</i>	<i>93</i>	<i>0,205</i>
<i>Makó</i>	<i>27,8-29</i>	<i>155</i>	<i>0,128</i>
<i>Ferencszállás</i>	<i>16,7-18</i>	<i>139</i>	<i>0,088</i>
<i>Klárafalva</i>	<i>11,5-13,1</i>	<i>243</i>	<i>0,109</i>

2. táblázat: A vizsgált minta területek alacsony ártérének főbb jellegzetességei.

A folyó alsó szakaszán lezajlott egy bevágódás, ami folyásirányban letről indult ki és maximum 3 méteres felszínkülönbségeket hozott létre, egyre kisebb hatással felfelé hatott ki létrehozva az alacsony ártéri felszíneket a romániai igrisi mintaterületig. Míg volt egy másik bevágódás is, aminek hatására jóval nagyobb, 6 méter magas felszínkülönbségek jöttek létre, ennek központja a romániai Szabadhely és Mondorlak térsége, ahol a kavicsbányászat nagyüzemi méretekben zajlik. Ez már a folyón folyásirányban lefelé és felfelé is ki hatott, és hozott létre ártéri felszíneket, azonban már jóval kisebb horizontális kiterjedésben. Míg a torkolattól induló bevágódásnak a Tisza, mint erózióbázis bevágódása lehetett a kiváltója, addig a felső szakaszon elinduló bevágódást a folyóparti településeken történő homok és kavics bányászat indíthatta el, melynek hatása ma is megfigyelhető.

7. Felhasznált irodalom:

- BENDEFY L. 1975: Az Erdélyi-medence mai vízrendszerének földtani alakulása. In: Vízrajzi Atlasz Sorozat 19, Maros. VITUKI, Budapest, pp. 13-14.
- BENDEFY L. 1975: Tektonikai hatások a Maros mederalakulásában. In: Vízrajzi Atlasz Sorozat 19, Maros. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, Budapest, pp. 18-20.
- BOGÁRDI J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása. Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 794-795.
- BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. Földrajzi Értesítő 38/3-4, pp. 211-224.
- BRAVARD J. P. – AMOROS C. – PAUTOU G. – BORNETTE G. – BOURNAUD M. – CREUZÉ DES CHATELLIERS M. – GIBERT J. – PIERY J. L. – PERRIN J. F. – TACHET H. 1997: River incision in south-east France: Morphological phenomena and ecological effects. Regulated rivers: Research & Management, 13, pp. 75-90
- BURNET A. W. - SCHUMM S. A. 1983: Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi, Science 222, pp. 49-50
- BUTZER K. W. 1986: A földfelszín formakincse. Kner Nyomda, Budapest, pp. 193-213
- CSOMA J. 1975: A Maros higrogeográfiája. In: Vízrajzi Atlasz Sorozat 19, Maros. VITUKI, Budapest, pp. 7-13.
- DARBY S. E. - SIMON A. 1999: Incised river channels. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp. 77-78, 166, 267.
- GÁBRIS GY. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról, Földrajzi Közl. 121/1-2. pp. 3.- 16.
- GÁBRIS GY. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp-sztratigráfia tükrében. Földrajzi Közlemények 130. 3-4. pp. 123-133.
- GÁBRIS GY. 2007: Földfelszín és éghajlat. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 66-72.
- IHRIG D. 1973: Magyar vízszabályozás története, Budapest, OVH, pp. 356-370.
- KISS T. – BLANKA V. 2006: Kanyarulatfejlődés a Maros alsó szakaszán. Hidrológiai Közlöny, 84/6, pp. 19-22.
- KISS T. - MEZŐSI G. 2008: Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon, Szeged Egyetemi Kiadó Juhász Gyula Felsőoktatási Kiadó, Szeged, pp. 15-27, 65-71.
- KISS T. - SIPOS 2001: Egy szigetrendszer morfordinamikájának vizsgálata a Maros apátfalvi szakaszán. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa CD-kötet, Szeged 2001.
- KNIGHTON D. 1998: Fluvial forms and Processes. Oxford University Press Inc., London – New York, pp. 277.-283.
- LACZAY 1975: A Maros kanyarulati viszonyai, In: Vízrajzi Atlasz Sorozat 19, Maros. Vízgazdálkodási és Tudományos Kutató Intézet, Budapest, pp. 20-23.
- LÓKI J. - SZABÓ J. 2006: A külső erők geomorfológiája. Debreceni Egyetem Kossuth Egyetemi Kiadója, Debrecen, pp. 127-131, 136-143.
- MARTONNÉ ERDŐS K. 2007: Magyarország természeti földrajza. Debreceni Egyetemi és Nemzeti Könyvtár Kossuth Egyetemi Kiadója, Debrecen, pp. 96-110, 203-206.
- MARSH W. M. és DOZIER J. 1981: Landscape, an introduction to physical geography. Addison Wesley, pp. 469-472.

- MIKE K. 1975: A Maros kialakulása és fejlődése. In: Vízrajzi Atlasz Sorozat 19, Maros. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1975, Budapest, pp. 14-18.
- MOLNÁR B. 2007: A Maros folyó kialakulása és vízgyűjtő területének földtani felépítése. Hidrológiai Közlöny, 87/2. pp. 27-30.
- MORISAWA M. 1985: Rivers: form and process. Longman, London, pp. 123-127.
- OROSZI V. GY. – KISS T. 2004: Folyószabályozás hatására felgyorsult hullámtér feltöltődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. II. MFK CD kiadványa.
- PÉCSI M. 1991: Geomorfológia és domborzatminősítés. Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, pp. 18-21, 37-47.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszín alaktana. Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 28- 32.
- RUSZKICZAY ZS. 2004: Kitérési kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben keletkező kozmogén izotópokkal. Földtani Közlöny 134/2. pp. 257-279.
- SCHWEITZER F. 2000: Édesvízi mészkő előfordulások, mint a geomorfológiai szintek értelmezése. Karszt és Barlang, 1998/1999 1-2, pp. 105-108.
- SIPOS GY. 2004: Medermintázat és zátonyképződés homokos medrű síksági folyószakaszon (Maros 31-50 fkm). Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája, Szeged. CD-kiadvány ISBN: 963-482-687-3.
- SIPOS GY. – KISS T. 2004: Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. Magyar Földrajzi Konferencia, Szeged. Abstract kötet (p.188) és CD-kiadvány ISBN: 963-482-687-3.
- SIPOS GY. – KISS T. 2006: A medertágulatok szerepe a síksági folyók morfológiai stabilitásában a Maros példáján. III. MFK, Budapest. Abstract kötet (p. 200).
- SIPOS GY. – KISS T. – FIALA K. 2006: Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és Maros alsó szakaszán. In: MEZŐSI G. – KISS T. – SÜMEGHY Z. 2006: Táj, környezet és társadalom, SZTE Éghajlattani és Tájföldrajzi Tanszék és SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged, pp. 203-213.
- SOMOGYI S. 2000: A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest
- SRIVASTAVA P. - SHARMA M. - SINGHVI A. K. 2002: Luminescence chronology of incision and channel pattern changes in the River Ganga, India. Geomorphology 51, pp. 259-268.
- SUMMERFIELD M. A. 1991: Global Geomorphology. Longman Scientific & Technical, New York, pp. 224-228.
- SÜMEGI P. 2003: A régészeti geológia és a történeti ökológia alapjai. JATE Press Kiadó, Szeged, pp. 95-96.
- WYZGA B. 1998: Estimating flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. Geomorphology 28, pp. 281-297.
- WYZGA B. 2001 – Impact of the channelization-induced incision of Skawa and Wisłoka rivers, southern Poland, on the condition of overbank depositon, Regul. Rivers: Res. Mgmt. 17, pp. 85-100.