

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

**FLUVIÁLIS FORMÁK ÉS FOLYAMATOK VIZSGÁLATA A
SÍKSÁGI MAROS EGYKORI ÉS JELENLEGI FUTÁSA
MENTÉN**

Doktori (Ph.D.) értekezés

KATONA ORSOLYA

Témavezető:
Dr. Sipos György

Szeged, 2014

Tartalomjegyzék

1.	Bevezetés	3
2.	Kutatási előzmények.....	5
2.1.	A vízfolyás morfológiáját befolyásoló tényezők	5
2.2.	Homokos medrű, alluviális vízfolyások formakincse.....	5
2.2.1.	Mikroformák.....	6
2.2.2.	Mezoformák.....	7
2.2.3.	Makroformák	8
2.2.4.	Megaformák.....	13
2.3.	Alluviális vízfolyásokra jellemző fáciesek, szerkezeti elemek és fácies modellek	14
2.4.	A fluviális fáciesek és a szerkezeti egységek vizsgálata sekély mélységű geofizikai módszerekkel	20
2.4.1.	Elektromágneses (GPR) módszer alkalmazási lehetőségei a fluviális geomorfológiai kutatásokban	20
2.4.2.	Geoelektromos módszer alkalmazási lehetőségei a fluviális geomorfológiai kutatásokban	23
2.5.	Egykori vízfolyások vízhozamának és energiaviszonyainak vizsgálata.....	25
2.5.1.	Vízhozam meghatározása felülnézeti morfológiai paraméterek alapján	25
2.5.2.	Vízhozam meghatározása a keresztmetszeti paraméterek alapján	27
2.5.3.	A folyó energiája és a szállított üledék szemcseösszetétele közötti összefüggés.....	27
3.	Vizsgálati terület.....	32
3.1.	A Maros-hordalékkúp geomorfológiája és fejlődéstörténete.....	32
3.2.	Mintaterületek a hordalékkúpon	35
3.3.	A mai Maros hidrogeográfiája.....	40
3.4.	A Maros síksági szakasza mentén történő antropogén beavatkozások.....	42
3.5.	Apátfalvi mintaterület	43
4.	Módszerek	45
4.1.	Szemcseösszetételi vizsgálatok.....	46
4.2.	Geoelektromos vizsgálatok.....	50
4.3.	Egykori medrekre jellemző hidrológiai paraméterek meghatározása.....	52
4.4.	A georadar alkalmazhatóságának vizsgálata	54
5.	Eredmények	59
5.1.	Paleohidrológiai rekonstrukció	59
5.1.1.	A lézeres szemcseösszetételi vizsgálatok módszertani eredményei.....	59
5.1.2.	A többelektrodás szelvényezés módszertani eredményei.....	62

5.1.3. A vizsgált paleomedrek egykori keresztmetszeti és hidrológiai paramétereinek meghatározása	64
5.1.4. A vizsgált mederszakaszok felépítésének és fejlődésének rekonstrukciója	72
5.1.4.1. Horiai (H) paleomeder	72
5.1.4.2. Pesaci (P) paleomeder	74
5.1.4.3. Kövegyi (K) paleomeder	76
5.1.4.4. Orosházi (OH) paleomeder	78
5.1.4.5. Makó-Rákosi (MR) paleomeder.....	83
5.2. Rövid távú meder- és zátonyfejlődés a Maros apátfalvi szakaszán.....	85
5.2.1. A georadar vízen történő alkalmazásának módszertani eredményei.....	85
5.2.2. A dűnék georadaros vizsgálata	88
5.2.3. Zátonyfejlődés	91
5.2.3.1. A mederközepi zátonyon elkülönített radarfáciesek és értelmezésük.....	91
5.2.3.2. A vizsgált mederközepi zátony fejlődése.....	93
6. Összegzés, következtetések.....	101
6.1. Az egykori fluviális formák és folyamatok	101
6.2. A recens formák és folyamatok	104
7. Köszönetnyilvánítás	106
8. Irodalomjegyzék	107
9. Összefoglaló	117
10. Summary.....	123

1. Bevezetés

A ma is dinamikusan változó és nagy hordalékhozammal rendelkező Maros a pleisztocéntól követhetően formálja a Dél-Alföld felszínét. A negyedidőszakban a Maros igen kiterjedt hordalékkúpot épített ki az Alföld DK-i részén. A Maros-hordalékkúp kialakulásában különböző geomorfológiai és paleoklimatikus folyamatok játszottak szerepet, melyeket jól tükröznek a felszínen megfigyelhető elhagyott medrek, valamint a felszín alatti fluviális képződmények is (Borsy 1990).

A hordalékkúp elhagyott medreinek mintázata, morfológiai és szedimentológiai felépítése alapján következtethetünk a paleoklimatikus viszonyokra (Borsy 1989). Azonban a felszínen nyomon követhető egykori, főként meanderező és fonatos mintázatú mederszakaszok funkciójukat elvesztve kisebb-nagyobb mértékben feltöltődtek, ezért a paleomedrek eredeti dimenziói (szélesség, mélység és keresztmetszet) nehezen rekonstruálhatóak. Holott ezek igen fontos információkat hordoznak a medreket kialakító vízfolyás vízhozamáról, energiaviszonyairól, és a fluviális aktivitást követően a meder fejlődéséről (Schumm 1985, Bridge 2003). Az elhagyott medrek paleohidrológiai és paleoklimatikus jellemzőinek vizsgálata során figyelembe kell venni a recens mederfejlődés és fluviális formakincs változását is. A Maros folyó recens fluviális formakincs felépítésében és fejlődésében azonosíthatóak a nagyobb hidrológiai események hatásai. A szigetek, a zátonyok, valamint a paleomedrek üledékeinek rétegződése alapján következtethetünk az őket kialakító fluviális folyamat energiaviszonyaira és -ingadozásaira egyaránt.

A Maros-hordalékkúp fejlődésének korábbi vizsgálataiban az összetett megközelítés nem volt jellemző, a különböző kutatások főleg fúrásokból származó szedimentológiai adatokra épültek (Borsy 1989). A téma összetett megközelítése a sekély geofizikai- és szedimentológiai módszerek alkalmazásával lehetőséget ad a Maros-hordalékkúp kialakításában és a recens fluviális felszínformálásban résztvevő folyamatok megismerésére.

Kutatási témám tárgyát egyrészt a Maros-hordalékkúpon található elhagyott medrek paleohidrológiai viszonyainak rekonstrukciója teszik ki. Másrészt kutatásom során a recens fluviális formakincset kialakító és formáló folyamatok hatásának azonosításával is foglalkoztam a Maros folyó alföldi szakaszán.

Az elhagyott medrek paleohidrológiai viszonyainak rekonstrukciójához elsősorban az egykori energia viszonyok rekonstruálását a vízhozam számítások felhasználásával, valamint a

fluviális formák azonosítását geofizika és szedimentológiai vizsgálatok alapján végeztem. A szemcseösszetételi vizsgálatok alapján célom a paleomederek mederkitöltő vízhozamának meghatározása a keresztmetszeti paraméterek alapján a Manning hidrodinamikai képlet segítségével, és az egykori energiaviszonyok meghatározása.

Az elektromos ellenálláson alapuló sekély geofizikai módszerek, mint az ERT (Electrical Resistivity Tomography) lehetőséget biztosíthatnak, a különböző üledéktípusok nagyobb területre kiterjedő, hatékony azonosításában és elkülönítésében (Reynolds 1997). Az ERT módszer alkalmazásával célom az üledékek karakterisztikáinak, illetve a szelvényekben felvett meder keresztmetszetek meghatározása. A fluviális formakincs felépítését a hordalékkúpon való helyzete mellett a folyó energiája, a rendelkezésre álló üledék is befolyásolja. Ennek fényében további célul tűztem ki a vizsgált szelvényeknél a hordalékkúpon való helyzetből és a szállítható hordalék minőségéből a fluviális formakincs egykori változásainak meghatározását.

A paleomederek karakterisztikáinak, a Maros folyó rekonstrukciójának vizsgálatán túlmenően célom volt a recens rövidtávú változások geofizikai és geomorfológiai vizsgálata a folyó recens fluviális formáin.

A GPR (Ground Penetrating Radar) szelvényezésekkel követhetők a medermorfológiai változások, megállapíthatóak a mederfenék dűnéinek méretei, és változásai. Mindebből következtetni lehet a folyó jelenlegi energiaviszonyaira, a mederfejlődés intenzitására, a fejlődés ütemére. Megállapítható a szelvény mentén a mederüledék erodálásának, valamint az üledék felhalmozásának mértéke is. A recens fluviális formák vizsgálatakor további célom három egymást követő évben felvett georadar szelvények alapján a fonatos mederben található egyik zátony fejlődésének vizsgálata. A különböző években felmért zátony és mederszakasz vizsgálata alapján kimutatható, hogy a fluviális formák mely részét és milyen mértékben formálják át a különböző energiájú hidrológiai események.

A fent ismertetett módszerek alkalmazásával kapott eredmények újszerűsége, és a kutatási téma komplex megközelítése, újabb ismeretekkel szolgálhat a Maros elhagyott medreit kialakító energiaviszonyokról, valamint a Maros recens formakincsének fejlődésének folyamatáról.

2. Kutatási előzmények

2.1. A vízfolyás morfológiáját befolyásoló tényezők

A fluviális rendszerek térbeli és időbeli fejlődését számos tényező határozza meg. A tényezők kölcsönhatása meghatározza a felszíni formák jellegét (Schumm és Lichty 1965). Számos megközelítés létezik a tényezők csoportosítására. A tényezőket általában független (hatásuk a folyó teljes vízgyűjtőjén azonosítható) és a függő tényezőkre (melyek együttesen meghatározzák a meder morfológiáját) lehet felosztani (Schumm és Lichty 1965; Buffington et al. 2003; Bridge 2003; Hogan és Luzi 2009).

Amennyiben figyelembe vesszük, hogy a független- és függő tényezők hatása a fluviális rendszerre időben is változik, a Bridge (2003) által módosított, Schumm és Lichty (1963) féle megközelítés alkalmas a tényezők hierarchiájának bemutatására (2.1. Táblázat). Miszerint a földtani adottságok és az éghajlat függetlennek tekinthetők, melyek hatása állandó, míg a többi tényező besorolása időben változik. A medermorfológiai paramétereket kialakító függő tényezők alapján következtetni lehet az őket befolyásoló független tényezők jellemzőire.

A fluviális rendszer fejlődését a formakincs morfológiai vizsgálatán keresztül is fel lehet tárni, mivel a rendszerben végbemenő változások a formák átalakulásában nyilvánulnak meg.

2.1. Táblázat. A fluviális rendszerre ható tényezők (Bridge 2003)

Tényező	Időtáv		
Földtani adottságok	független		
Éghajlat	független		
Növényzet	függő	független	
Felszíni adottságok	függő	független	
Medermorfológia	függő	független	
Víz- és üledékkészlet	függő	függő	független
Folyó áramlása, üledék szállítása, -eróziója, -akkumulációja	függő	függő	függő

2.2. Homokos medrű, alluviális vízfolyások formakincse

A folyók felszínformáló munkája során az erózió és az akumuláció térben elkülönül egymástól, és az egyik vagy a másik fölérendeltségétől függően a vízfolyáson belül különböző szakaszjellegek alakulnak ki (Kádár 1954). A homokos medrű alluviális vízfolyások esetében az akumuláció és erózió aránya igen változatos formakincset eredményezhet.

A formák mérete és alakja függ az aktuális folyó sebességétől, mélységétől, a hordalék minőségétől, és a munkavégző képességtől. A homokos medrekben kialakuló formákat több

szempontból lehet osztályozni: alakjuk, helyzetük, vagy felépítésük alapján. A formákat leggyakrabban a méretük alaján osztályozzák; Knighton (1998) és Bridge (2003) három csoportba: mikro-, mezo-, és makroformákra osztotta a mederformákat. A makroformák csoportjába egységesen csak a zátonyokat, a mikro- és a mezoformák csoportba különböző formákat soroltak. Taylor (2002), és Brierley és Fryirs (2005) a fluviális formákat a helyzetük alapján csoportosította meder-, mederszéli-, valamint ártéri formákra. Amennyiben a formák mederhez viszonyított helyzete mellett figyelembe vesszük a méretüket, és a képződési mechanizmusukat is (2.2. táblázat), akkor a következő csoportokat különíthetjük el:

2.2. táblázat: Fluviális formák a középszakasz jellegű alluviális folyókon


	Formák		
	Meder	meder széli	ártéri
Mikroformák	Fordok	-	-
Mezoformák	Dűne Antidűne	-	-
Makroformák	Sziget	Zátony Lecsapoló meder Folyóhát	Ártéri lapály Homokfolt Holtág
Megaformák	Medermintázat ↓ Ártér ↓ Hordalékkúp		

2.2.1. Mikroformák

A mikroformák csoportjába a homokfodrok tartoznak, melyek keresztirányú (transzverzális) mederformák (2.3. táblázat), magasságuk $<0,04$ m, és hosszuk $<0,6$ m lehet (Bridge 2003; Balachandar és Reddy 2011). A homokfodrok hidraulikailag nyugodt körülmények között keletkeznek, amikor a víz sebessége elég nagy ahhoz, hogy megmozdítsa a homokszemcséket, de kisebb annál, minthogy dűnék alakuljanak ki ($<0,4$ m/s), valamint méretüket a hordalék szemcsemérete is befolyásolja ($<0,7$ mm). Liu (2001) szerint a homokfodrok méreteinek (magasság és hossz) és szemcseméreteinek aránya: $H \approx 100D_{50}$ és $L \approx 1000D_{50}$. A fodrok alakját tekintve nyelvszerű, ívelt, ritkábban egyenes, gyakrabban hajladozó gerincű formák. A fodrok áramlás felőli (luv) oldala lankásabb, míg az áramlással ellentétes oldala (lee) meredek, a legmagasabb része pedig a gerinc, vagyis az átbukási vonal (2.3 táblázat). A homokfodrok luv oldali meredeksége 6° , a lee oldalé pedig 32° (Liu 2001, Charlton 2007). A

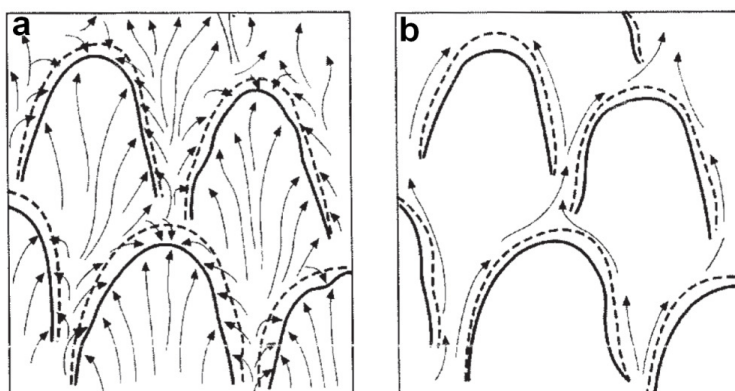
lee oldal épülését keresztarétegzett homok jellemzi, melyet a víz a szeparációs ponton több irányból való átbukása hoz létre (Brown 1997; Knighton 1998).

2.3 táblázat. A homokos mederben található mikroformák (Charlton 2007, Bridge és Demicco 2008)

forma neve	forma jellemzői	forma sematikus rajza
fodor	magasság: $<0,04$ m hossz: $<0,60$ m magasság/hossz: $<0,1$	

2.2.2. Mezoformák

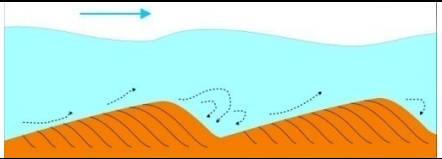
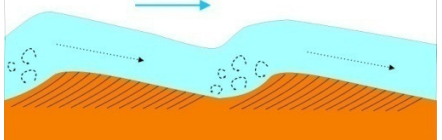
A homokos medrű alluviális folyók mezoformái közzé soroljuk a dűnéket és az antidűnéket. A mederalján kialakuló formák közül a dűnék a leggyakoribbak. Alakjuk hasonló a homokfodrokéhoz, gerincük hullámos, vagy rövid és erősen görbült (2.4. táblázat). A homokfodrok kialakulásához szükséges sebesség ($\approx 0,4$ m/s) növekedésével dűnék alakulnak ki. (Liu 2001; Bridge 2003). Hullámhosszuk változó lehet, akár a medermélység kétszázszorosa is (Lóczy és Veress 2005). A dűnetesteket alkotó átlagos szemcseméret $D_{50}=0,6$ mm, míg a rétegek dőlési szöge $30-40^\circ$ (Bridge 2003). Számos kutatás irányult a dűnék mérete és a medermélység közötti arány megállapítására (Allen 1983, Carling et al. 2000). Bridge és Demicco (2008) szerint a dűnék magasságának és hosszának aránya $<0,06$ (2.4. táblázat). A dűnék mérete a folyó hidrodinamikai tulajdonságainak megfelelően ingadozik (2.1. ábra) (Collinson 1970). A homokos folyómederben található dűnék magassága és hossza növekszik a medermélységgel, valamint a nyíróerő és a szállított hordalék mennyiségének növekedésével; a hossza pedig csökken (Allen 1983, Bridge 2003).



2.1. ábra. A dűnék felülnézeti képe, nagyobb (a) és kisebb (b) vízhozam esetén (Collinson 1970).

Az antidűne kialakulása nagyobb vízfolyásokban 2 m/s vízsebességnél, míg kis vízmélységnél akár kisebb sebességnél is kialakulhat (Lóczy és Veres 2005). A vízfelszíni hullámokkal azonos fázisúak, de ellenkező irányban épülnek és amplitúdójuk kisebb, mint a dűnéké (2.4. táblázat). Az antidűnék magassága pár 10 mm lehet, hosszuk, viszont arányos a vízmélységgel ($L=2\pi d$) (Bridge és Demicco 2008).

2.4. táblázat Homokos medrekben található mezoformák (Bridge 2003, Charlton 2007, Bridge és Demicco 2008)

forma neve	forma jellemzői	forma sematikus rajza
dűne	magasság: 0,1-10 m hullámhossz: 0,1-100 m magasság/hossz: <0,06	
antidűne	magassága: ~ 0,01m hullámhossz: ~ $2\pi d$ (d-vízmélység) magasság/hossz: <0,06	

2.2.3. Makroformák

A makroformák közzé soroljuk a mederben és a medrek szélén található zátonyokat, az aktív meder részét képezhető szigeteket, valamint lecsapoló medreket, folyóhátat és az ártéren megtalálható elhagyott medreket, homokfoltokat, és ártéri lapályokat (2.2 táblázat).

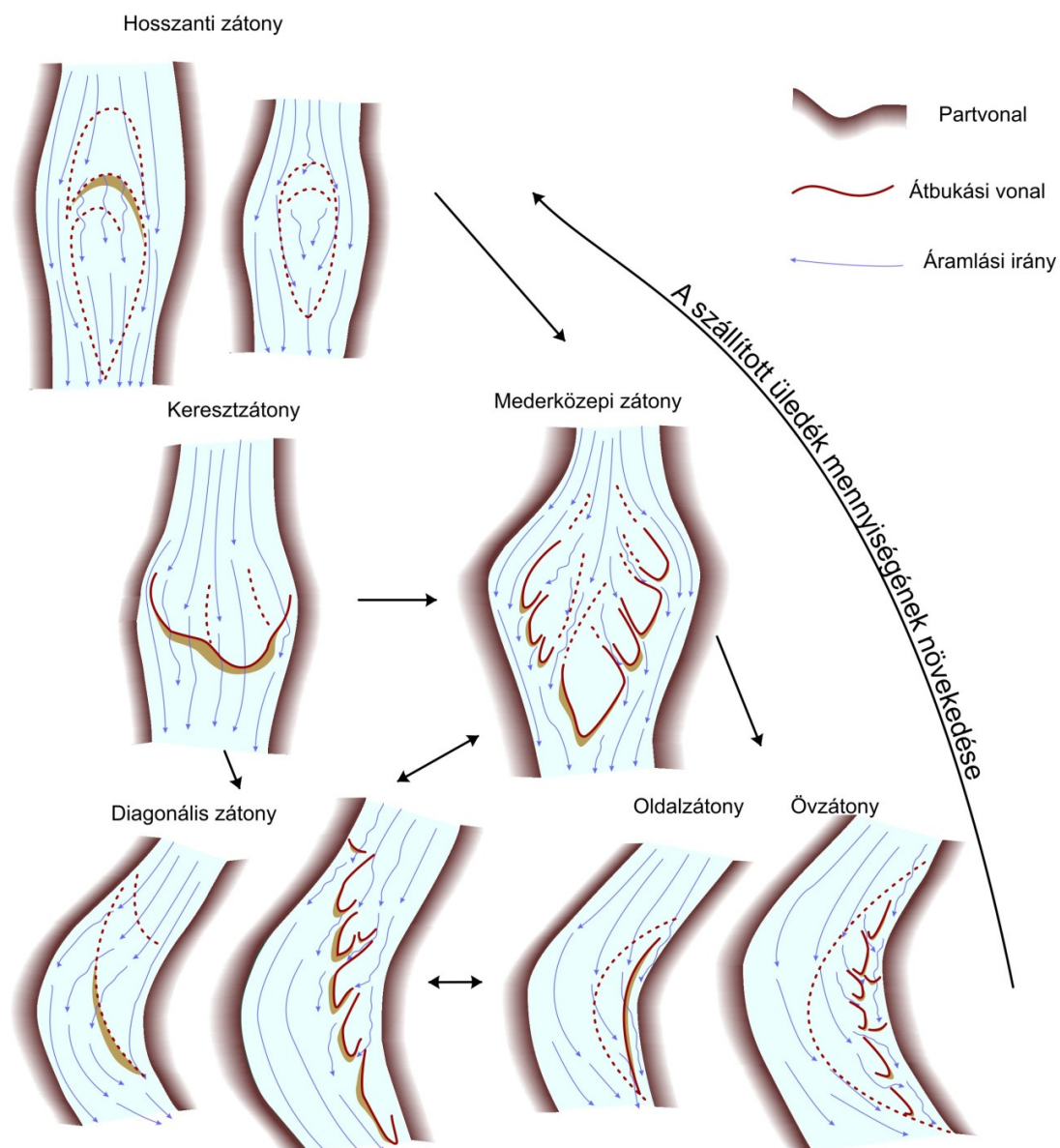
A zátonyok osztályozása alakjuk, anyaguk és mederbeli helyzetük alapján lehetséges. A zátonyok különböző osztályozása ismert a szakirodalomban a mederbeli helyzetük alapján, melynek rövid áttekintése a 2.5. táblázatban látható.

A zátonyok kialakulása a folyó hordalék szállítási kapacitásának csökkenésekor történik (Ashworth 1996, Charlton 2007). A zátonyképződés kezdeti fázisa a zátony magjának (nukleuszának) kialakulásával kezdődik, melyet nagyobb dűnék alkotnak. A zátony épülését a megnövekedett vízhozam és hordalékmennyiség befolyásolja a kisvizes időszakban, ekkor a zátonyok szélesednek a zátony szélein kiálló zátonynyelvek miatt. (Ashworth et al. 2000). A zátonyok hossza nagyságrendileg megegyezik a vízfolyás szélességével, valamint magasságuk a folyó mélységével (Knigthon 1998, Bridge 2003). A zátonyformák tanulmányozása és osztályozása azért sem egyszerű, mivel az alacsony és a magas vízállás váltakozásával átrendeződnek, mozognak, erodálódnak (Einsele 1992).

2.5. táblázat. A zátony típusok mederbeli helyzetük alapján

	Egyszerű formák						Összetett formák
	hosszanti zátony	keresztzátony	mederközepi zátony	részutos zátony	oldalzátony	övezátony	
Balogh (1991)	-	+	-	+	+	+	Fonatos, barkánszerű zátony
Bridge (2003)	-	+	+	+	+		Többszörösen összetett zátony
Brierley és Fryirs (2005)	+	+	+	+	+	+	Váltózátony, torkolati zátony, akadály előtti- és mögötti zátony
Brown (1997)	-	+	+	-	+	+	Torkolati- és váltózátony
Church és Jones (1982)	+	+	+	+	+		-
Lóczy és Veress (2005)	-	+	+	-	+	+	Váltózátony, akadály előtti-mögötti zátony
Reading (2009)	-	+	+	-	+	+	Többszörösen összetett zátony
Sipos (2006)	+	+	+	+	+	+	Többszörösen összetett zátony
Taylor (2002)	-	+	+	-	+	+	Váltózátony, akadály előtti-mögötti zátony, többszörösen összetett zátony

A hosszanti zátony (longitudinális) kitáguló homokos, illetve kavicsos mederszakaszokon egyaránt kialakulhat. A zátonytest folyásirányban elnyújtott forma, mely a medertágulat közepén helyezkedik el; a folyásiránnyal megegyezően fokozatosan emelkedik ki, nem rendelkezik kifejlett fronttal (2.2. ábra). A zátonytest uszálya folyamatosan erodálódik, a szállított anyag pedig a zátony frontját építi, míg a zátony alapját durva szemcsés mederüledék alkotja (Santos és Stevaux 2009). A zátonyok épülésével horizontális osztályozódás jellemző, a sodorvonal áthelyeződésével nagymértékű kereszttrétegződés jelentkezik (Church és Jones 1982; Brown 1997; Brierley és Fryirs 2005; Reading 2009).



2.2. ábra: Zátony típusok (Chuch és Jones 1982).

A keresztzátonyok (transzverzális) keresztirányban helyezkednek el a folyómedrek kiszélesedett szakaszain, kifejlett fronttal rendelkeznek, és nem feltétlenül vannak kapcsolatban a parttal (2.2. ábra). Balogh (1991) nyelv-, más szerző (Brown 1997) viszont változó alakúnak írja le őket, alakjuk valójában a háromszög és a lencse között ingadozik. Alaprajzuk karéjos, ék alakú, felszínük lebenyes, hullámzó, középső részük viszont ívelt (Brierley és Fryirs 2005). A zátonyok épülésével hasonló rétegződések figyelhetők meg, mint a hosszanti zátony esetében, és mindkét zátonytípusra jellemző az üledék szemcseméretének vertikális csökkenése. A

mederközepe zátonyt Chuch és Jones (1982) a homokos medrű folyóban jelentkező zátonytípusnak tartotta, Charlton (2007) viszont összetett formaként szemléli, mely hosszanti- és keresztzátonyból alakul ki a fonatos folyókon.

Rézsútos (diagonális) zátonyok egyenes, vagy kanyarodó, homokos, illetve kavicsos mederszakaszokon egyaránt kialakulhatnak. A rézsútos zátonyok nyelv alakúak és szabályos távolságban követik egymást (2.2. ábra). A zátonyok frontjukkal, a vízfolyást rézsútosan keresztezve, mindkét parthoz kapcsolódnak. Alakjuk a homokos medrekben inkább a nyelv alakú zátonyokhoz hasonlít (Brown 1997; Brierley és Fryirs 2005).

Figyelembevétel a sodorvonal elhelyezkedését, a kanyarulat fejlettségét, és a medermintázatot, a parthoz kapcsolódó zátonyok esetében két zátonytípust különíthetünk el: oldalzátonyt (váltakozó- és szegély zátony) és övzátonyt (2.2. ábra). Az oldalzátonyok inkább egyenes folyószakaszokon fejlődnek ki, homokos és kavicsos medrekben egyaránt (Balogh 1991; Brown 1997). Formájuk elnyújtott, keresztmetszetük szinuszoid, hosszúságuk és szélességük a folyó szélességével azonos nagyságrendű (Brierley és Fryirs 2005; Brown 1997). Egyes szerzők az oldalzátonyokat az övzátonyokhoz sorolják (Bridge 2003; Brierley és Fryirs 2005). Az oldalzátonyra jellemző a keresztarétegzett, illetve hullámos és lencsés rétegzés, a zátonyt alkotó üledék vertikális finomodása pedig nem annyira jellemző, mint a hosszanti- vagy a keresztzátony esetében (Santos és Stevaux 2000).

Az övzátonyok a meanderező folyó kanyarulat belső ívéhez kapcsolódnak (2.2. ábra). Az elhelyezkedésük miatt többen a meanderező medermintázathoz kötik az említett formákat (Taylor 2002; Reading 2009). A meanderező medrek belső oldalán lerakódó, egymással párhuzamos ívelt háta az övzátonyok, melyeket általában keskenyebb mélyedések, sarlólaposok választanak el egymástól. Az övzátonyok alját mederüledék alkotja, felette található keresztarétegzett közepes-finom homok, míg a felszínközeli részét kereszt- és ferde rétegzett finom homok alkotja (Ashworth et al 2000, Bridge 2003; Reading 2009).

Az összetett formák több alapformából állnak, kialakulásukért a vízszintváltozások felelősek, de változatlan vízálláskor is megnyúlhatnak és elcsavarodhatnak (Einsele 1992, Sipos 2006). A következő összetett formákat különíthetjük el: a folyók torkolatánál kialakuló; akadály előtti/utáni; váltó-, vagyis szegélyzátony és az összetett zátony. Az összetett zátonyokat több szerző is kiemeli, mint külön csoportot (Bridge 2003; Brierley és Fryirs 2005; Sipos 2006; Reading 2009). Az összetett zátonyok magukba foglalják a kisebb fluvialis egységeket, melyek alaktani változása az anyag szerkezetének, a folyó energiájának változásának tudható be.

A mederben kialakulható makroformák közzé tartoznak a folyami szigetek. A sziget alakját tekintve elnyújtott; felszínén vegetáció található, mely stabilizálja és elősegíti az épülését (Brierley és Fryirs 2005). A szigeteket minden oldalról vízfolyás határolja, felszínük a középvíz szintje felett helyezkedik el (Osterkamp 1998). A szigetek az alföldi szakaszokon főleg a kiszélesedett mederszakaszokban (nóduszokban) alakulnak ki, amikor lecsökken a víz sebessége, de szigetet képezhet az ártérből a meanderező folyó által kivágott térszín is (Goudie 2004). A folyami szigetek felépítésében a laterális és a vertikális akkréció is fontos szerepet tölt be. A sziget felépítése hasonló a hosszanti-, illetve keresztzátonyokéhoz, viszont a felső részen horizontálisan rétegzett finom homok, iszap és agyag rétegek találhatóak (Einsele 1992), mely nem jellemzi a zátonyokat.

A folyóhát aszimmetrikus forma, a meder felőli oldala meredekebb, míg az ellentétes oldalon lankásabb (Brierley és Fryirs 2005). Magassága méteres és deciméteres nagyságrend között változik, ami a folyó méretétől, az üledék szemcseösszetételétől, az akkumuláció és a folyó fejlődésének léptékétől függ (Bridge 2003). A folyóhátakat szerkezetileg főleg közép- és finomszemű homok, valamint durva iszap alkotja. Az áradás során a folyóhátat jellemzően keresztarétegzett homok, az ár levonulásánál pedig laminált iszap rétegek építik. A rétegek cm-dm vastagságúak lehetnek, és a szemcseméret a folyótól távolodva csökken. A vízgyűjtőn bekövetkezett időbeli változásokat a hordalék minőségi és mennyiségi változásai tükrözik a folyóhátak vertikális üledékszónáiban (Bridge 2003, Lóczy és Veress 2005).

A folyóhátak folytonosságát lecsapoló medrek szakítják meg, melyek nagyobb vízálláskor levezetik a vizet (Brown 1997; Lóczy és Veress 2005; Brierley és Fryirs 2005). A lecsapoló medrek mérete nagyobb folyók esetében akár több kilométer is lehet. A levezetett folyóvíz apró hordalékkúpokat, homokfoltokat rak le a folyóhát mederrel átellenes oldalán (Lóczy és Veress 2005; Brierley és Fryirs 2005), melyek egy méter vastag és több száz méter szélesek is lehetnek, hasonló formák jelennek meg, mint az aktív mederben (Bridge 2003).

Az elhagyott medrek (paleomedrek) a folyókanyarulatok átszakadásával, avulzióval, átvágásával keletkeznek. Az elhagyott medrek, vagyis morotvák mindkét végét malágy (finom szemcsés üledék) torlaszolja el, s bennük csak az árvízi elöntésből származó lebegtetett hordalék rakódik le (Balogh 1991; Brown 1997; Brierley és Fryirs 2005). Ezért a lebegtetett hordalék (az utólagos feltöltődés), valamint a mederüledék anyaga közötti határ jó kimutatható az üledék szemcsemérete és az osztályozottsága alapján.

Az ártéri lapályok az aktív folyótól legtávolabb találhatók; a legalacsonyabb részek, ahova csak árvízkor jut el az üledék azon belül is csak a lebegtetett frakció. Az ártéri lapályra jellemző a felfelé finomodó lemezes rétegződés, az árvízi eseményeket egy-egy lemez jellemezheti (Balogh 1991; Brown 1997, Lóczy és Veress 2005).

Fontos megemlíteni a folyószakaszra jellemző medermintázatot, hiszen a fent említett formák megjelenésében és fejlődésében meghatározó. A medermintázat kialakulását öt független tényező határozza meg: az esés, a vízhozam, a hordalék mennyisége, a hordalék minősége, és a part anyaga (Richards 1982, Morisawa 1985, Schumm 1985, Knighton 1998). A szakirodalom szerint négy fő medermintázat különíthető el: egyenes, meanderező, fonatos és anasztomizáló (Schumm 1985, Rosgen 1994, Rust 1978). Kellerhals et al. (1976) a zátonyok, a szigetek, és a mederfenék formáinak jellemezésével egészítette ki a medermintázatok osztályozási rendszerét. Az egyenes medermintázatú medrek nagyobb esésűek, és kis kanyargóság jellemző rájuk (oldalzátonyok megjelenésével). A meanderező medermintázatra jellemző az övzátony, széles és kis esésű medrekről lehet beszélni, jól kifejezett ártérrel. A fonatos (elágazó), széles medrekben zátonyok (hosszanti-, keresztzátony), illetve szigetek figyelhetők meg, partvonala intenzíven erodált. Az anasztomizáló nagy esésű, mély medrekben vegetációval fedett ártéri szigetek jellemzőek, a fonatossal ellentétben stabil a partja (Rosgen 1994). Az értekezés során meghatározott medermintázatok a Rust (1978) által megadott négy alaptípusba tartoznak.

2.2.4. Megaformák

A megaformákhoz sorolhatóak az azonos mintázatú folyószakaszok, az árterek komplex formái és maga a hordalékkúp is. Az ártér meghatározásának, leírásának számos megközelítése létezik (pl. hidrológiai, genetikai, geomorfológia, stb.) (Lóczy 2013). Geomorfológiai szempontból az ártér sík felszín, melyet az aktuális éghajlati viszonyok mellett, az átlagos méretű árvizek esetében a folyó elönt (Leopold 1994). Az árterületen képződő üledék döntően finom, laminárisan rétegzett szerkezetű. A folyószakaszok jellemzői időben változnak, fejlődnek, az aktuális hordalék és folyó jellemzőitől függően (Bridge 2003, Brierley és Fryirs 2005).

A hordalékkúp tartalmazza mindazon formákat, melyek a recens, illetve paleo (egykori) alluviális környezetben képződtek. A hordalékkúp bármilyen éghajlati körülmények között létrejöhet, ott, ahol a magasabb térszínről érkező vízfolyás energiája hirtelen lecsökken (Balogh 1991; Lóczy és Veress 2005; Charlton 2007). A hordalékkúpok legyező alakúak, méreteiket




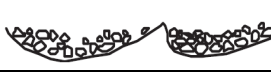
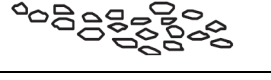










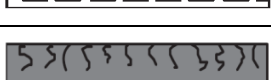
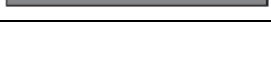
tekintve pár métertől több száz km átmérőig terjedhetnek; rajtuk felső (proximális), középső, illetve peremi (disztális) rész különíthető el (Lecce 1990). A hordalékkúp felső részén durva, rosszul osztályozott üledék a jellemző; a középső részen már a vízfolyástól függően durva, közepes szemcseméretű üledék található; míg a peremi részén az üledék a legfinomabb és legjobban osztályozott. A hordalékkúp felépítésében a felhalmozott üledék vastagsága a középső részen a legnagyobb, míg a felső és a peremi részen (Kochel 1990) fejlődésüket főleg a klimatikus és tektonikus hatások befolyásolják (Blair és McPherson 2009).

2.3. Alluviális vízfolyásokra jellemző fáciesek, szerkezeti elemek és fácies modellek

A fluviális üledékek tanulmányozása hosszú múltra tekint vissza, mivel az üledék képződési környezete, értelmezése összetett és továbbra is kihívást jelent a kutatók számára. Az elmúlt évtizedekben számos kutató foglalkozott a recens, illetve egykori fluviális üledékek tanulmányozásával (Miall 1978, 1985; Allen 1983, Ramos és Sopena 1983, Einsele 1992). A szedimentológiában az üledékes fácies (arcuat) magába foglalja a közettani (pl. összetétel, szövet, szerkezet, rétegződés, stb.) és az őslénytani tulajdonságok összességét, melyek jellemzik az üledékképződési folyamatokat. A fácies, a felhalmozódási környezetét tekintve genetikailag kapcsolatban álló rétegekből épül fel. A felhalmozódási környezet meghatározza mindazon fizikai, kémiai és biológiai viszonyok összességét, melyek kellően hosszú ideig voltak meghatározóak a fácies kialakulásához.

A fáciesekről szóló kutatások közül az elsők között volt Miall (1977), a fonatos folyó fáciesekre vonatkozó tanulmánya. Számos más kutató fácies leírásai többé-kevésbé megegyeznek a Miall által leírt fáciesekkel (2.6. táblázat). Allen (1983) szintén fonatos folyón különített el fácieseket, melyek közül kettő megegyezik a Miall (1978) által leírtakkal (*Gp* - kavics, síklemezes keresztarétegzéssel és *St* - homok, vályús szerkezet keresztarétegzéssel).

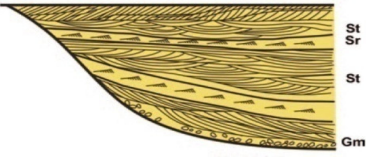
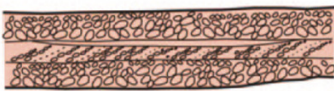

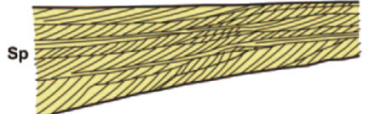
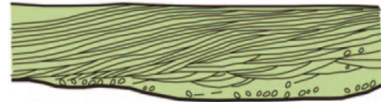



2.6. táblázat. Az alluviális környezetben jellemző fáciesek Miall (1978) után

Fácies jele	Fácies leírása	Magyarázat	Szemléltetés
Gmm	homokvázás kavics, rétegtelen -rosszul osztályozott	plasztikus törmelékfolyás	
Gh	vízszintesen rétegzett kavics,	longitudinális mederformák, mederpáncél	
Gcm	kavicsos mátrix, rétegtelen	pszeudoplasztikus törmelékfolyás, nagy inerciával rendelkező turbulens áram	
Gt	kavics, vályús szerkezet keresztarétegzéssel	mellékági kitöltés	
Gp	kavics, síklemezes keresztarétegzéssel	keresztirányú mederformák, delta jellegű idősebb zátonymaradványok közti delta jellegű üledék felhalmozódás	
St	homok, vályús szerkezet keresztarétegzéssel	szinuszos gerincű és nyelv alakú dűnék	
Sp	homok, síklemezes keresztarétegzéssel	keresztirányú és nyelv alakú mederformák	
Sr	homok, ripple laminációval	homokfodrok, (alsó rezsim)	
Sh	homok, vízszintes rétegzéssel	sík mederfenék (Freude szám Fe~1)	
Sl	homok kis dőlésszögű (<15°) keresztarétegzett	mélyedést kitöltő, bálnahát dűnék, antidűnék	
Se	homok, durván rétegzett	eróziós mélyedések kitöltése, zárványokat tartalmaz	
Ss	homok, erodált felszínekkal, bemosásokkal	mélyedés kitöltése	
Sm	homok, rétegtelen	gravitációs üledékfolyás, gyors felhalmozódás	
Fl	iszap, horizontális rétegzéssel	ártéri elhagyott medrek, árvizi leszálló ágban történő üledék lerakódás	
Fsm	iszap, rétegtelen, homoklisztes	ártéri mocsár, morotva felhalmozódás	
Fm	iszap, rétegtelen, agyagos	ártér, elhagyott meder, lepelszerű üledék felhalmozódás	
Fr	iszap, gyökérnyomokkal, bioturbációval	kezdetleges talaj	

Számos kutatás alapját képezik a Miall (1978) által leírt alap fáciesek (Hjellbakk 1997; Juhász et al. 2004; Ghazi és Mountney 2009, Fryirs és Brierley 2013). A szerkezetük, felépítésük,

és alakjuk alapján Ramos és Sopena (1983) öt különböző a kavicsos mederre vonatkozó fáciest nevezett meg. Viszont az általuk leírt fáciesek jobban megfelelnek egy Miall (1985) által leírt szerkezeti egységnek, ugyanis a Ramos és Sopen (1983) által elkülönített mederkitöltés, mint fácies, megegyezik a Miall (1985) által leírt szerkezeti elemmel, melyet akár több különböző fácies építhet fel. Miall (2006, 2013) nyolc szerkezeti elemet különített el, melyek mérete eltérő, valamint szerkezetük komplex (2.7. táblázat).

2.7. táblázat. A fluviális közegre jellemző szerkezeti egységek (Miall 2013).

Szerkezeti elem		Fáciesek	Leírás	
CH	meder	akármilyen fácies kombináció lehetséges	nyelv, lencse alakú, rétegek, homorú eróziós alappal, különböző alakú és méretű másodlagos eróziós felszínek	
GB	kavics zátony és mederformák	Gm, Gp, Gt	általában lencse, lepel, táblás rétegek, közbeágyazott mederformákkal	
SB	homokos mederformák	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lencse, lepel, ék alakú szerkezetek, mederkitöltés, lecsapoló meder, kisebb formák	
FM	homok makroformák	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lencse alakú szerkezetek, horizontális fekvűvel, homorú másodlagos eróziós felszínek.	
LA	laterális akkréció	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, valamint ritkábban Gm, Gt, Gp	Ék, lencse, nyelv alakú egységek, laterális akkréciós felszínnel	
SG	gravitációs üledékfolyás	Gm, Gms	Nyelv alakú és sima rétegek kavics beágyazásokkal	
LS	laminált homok lepel	Sh, Sl, kevésbé St, Sp, Sr	Rétegzetlen üledék lepel, takaró	
OF	medren kívüli finom üledék	Fm, Fl	különböző vastagságú rétegek, gyakran homok beágyazódásokkal	

A szerkezeti elemekből felépülő fluviális fácies modellek meghatározásról számos tanulmányban olvashatunk, megalkotásuk Trowbridge (1911) nevéhez fűződik, mely alapját a kaliforniai hordalékkúpok üledékének és morfológiájának vizsgálata tette ki. Az elsők között volt Happ (1944), aki a fluviális üledékeket hat csoportba osztotta (mederkitöltő, vertikális akkréció, ártéri, kolluviális, laterális akkréció és a meder üledék). Friend 1983-ban megjelent tanulmányában a folyami üledék szerkezeteket két csoportba osztotta: a mederszerkezetekre és a medren kívüli üledékszerkezetekre (Püspöki és Torma 2010).

A fáciesek alkotják a fácies modelleket, melyekből Miall 1985-ös tanulmányában tizenkettő modellt nevezett meg, majd további kutatásai alapján kibővíti még két modellel (Miall 2006) (2.3. ábra). A fácies modellek meghatározása a szinusztás, a fonatosság, a jellemző üledék típusa, valamint a modellt alkotó fáciesek alapján történt (Miall 1985).

A megfigyelt jellemzők alapján a fácies modellek 3 csoportba oszthatóak (Miall 2006, 2013): a dominánsan kavicsos, a nagy-, illetve a kis szinusztással rendelkező homokos medrekre.

- Az első csoportba tartozó fluviális modellek (2.3. ábra; 1-6) kis szinusztással és nagy-közepes fonatossággal ($<1,5$) jellemezhetőek, a fáciesek közül a kavicsos fácies elem domináns, míg a homokos kevésbé jellemző (GB, SB, SG fácies elemek).
- A második csoportba tartozó fácies modellekre (2.3. ábra; 7-10) magas szinusztás ($>1,5$) és alacsony fonatosság (<1) jellemző, valamint főleg homokos fácies elem alkotja őket (CH, SB, FM, LA fácies elemek).
- A harmadik csoportot (2.3. ábra; 11-14) alacsony szinusztás ($<1,2$) és magas-közepes fonatosság (>1) jellemzi, és a homokos fácies elemekkel jellemezők (CH, LA, SG, LS fácies elemek).

A homokos-kavicsos hordalékú, meanderező folyó fácies modellre közepes kanyargósság jellemző, és az ártéren az elhagyott medrek. Kavicsos-homokos övzátonyok jelentkeznek, melyek felszínén magas, egyenes gerincű ún. transzverzális dűnék találhatóak. A mederben dominánsan egyenes gerincű dűnék vannak, melyek felszínén dinamikus egyensúlyi helyzetben fodrok jelentkeznek (Miall 1985, 2006).

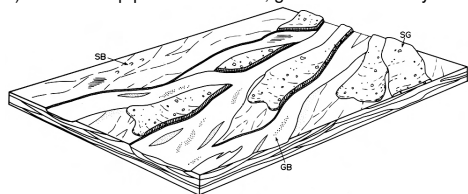
A homokos hordalékú meanderező folyó fácies modelljében a medret és a zátonyokat jellemzően homok alkotja, helyenként kavics beépülések is jelentkezhetnek. A fluviális modell jellemzői hasonlóak, mint a homokos-kavicsos hordalékú, meanderező folyóénál, csak a meder és

az övzátonyok üledékében vannak eltérések, valamint a lecsapoló medrek és a homokfoltok jellemzőbbek e modellben (Miall 1978, 2006).

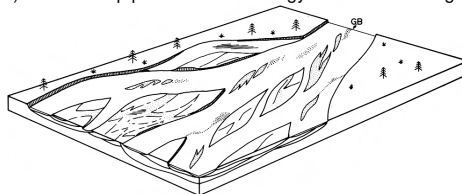
A finom szemcsés hordalékú, meanderező folyó fácies modellje csak részletekben különbözik a homokos hordalékú meanderező folyókéétól, a finom szemcsés (finom szemcsés homok, iszap és agyag) frakció miatt. Az övzátonyok akkréciós felszínei meredek (25°) és jellemzően lemezes rétegződésűek, és az övzátonyok alapján keresztrétegzett durvahomok jelentkezhet. A fluviális környezetre jellemző a felfelé finomodó üledék, és az ártéren a finomszemcsés üledék homokfoltokkal (Miall 2006).

Az anasztomizáló folyó - fácies modelljére jellemző a kis gradiens és kis munkavégző képesség. A folyómeder oldalirányú migrációja minimális, az árterekre nem jellemzőek az övzátonyok, valamint az elhagyott medrek jelenléte sem. A medrek egymástól finomszemcsés (ártéri) üledékkel vannak elválasztva, és a partokat általában kohézív anyag alkotja. Az ártereket iszapos anyag építi fel, mely az éghajlattól függően tartalmazhat mocsári, mészlepedékes üledéket, evaporitot (Miall 2006).

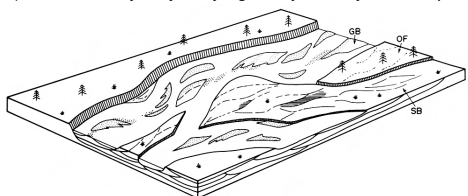
1) Hordalékkúp proximális része, gravitációs lebennyel



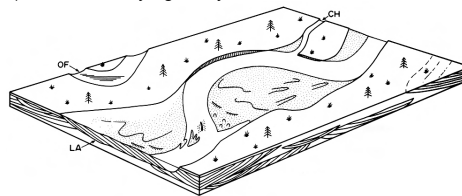
2) Hordalékkúp proximális része vagy olvadékvíz síkság



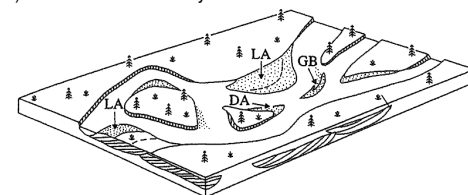
3) Kavicsos, enyhény kanyargós folyók, kifejezett terepszintekkel



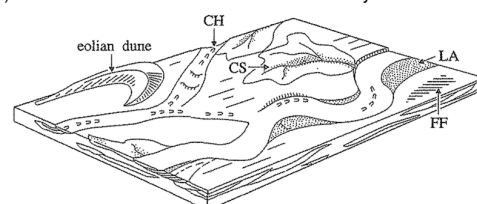
4) Kavicsos, kanyargós folyó



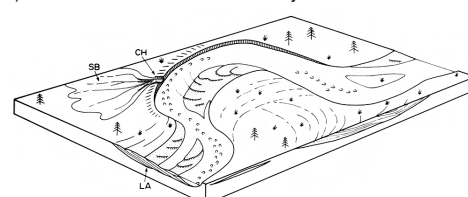
5) Vándorló kavicsos folyó



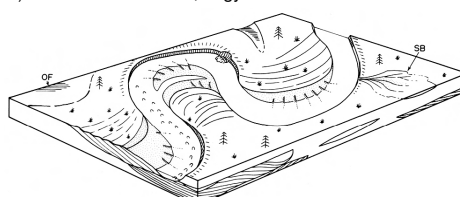
6) Időszakos homokos medrű meanderező folyó



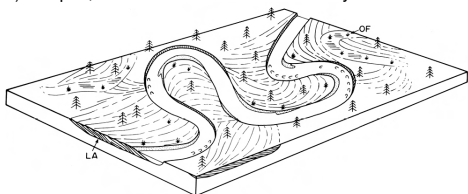
7) Durva szemcsés meanderező folyó



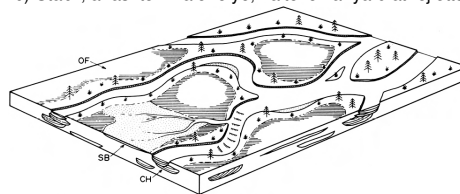
8) Klasszikus homokos, vegyes üledékű meanderező



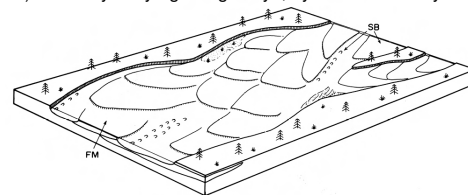
9) Iszapos, finom üledékű meanderező folyó



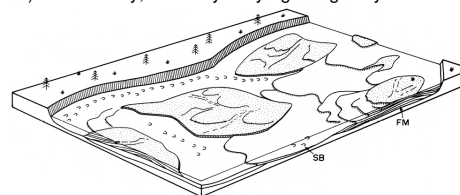
10) Stabil, anasztomizáló folyó, változó kanyarulat fejlettséggel



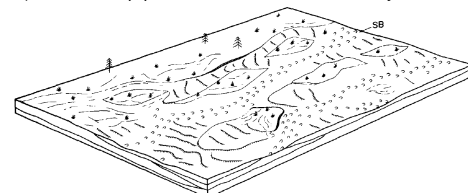
11) Alacsony kanyargósságú folyó, nyelv alakú zátonyokkal



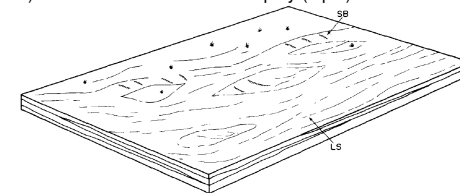
12) Relatív mély, alacsony kanyargósságú folyó



13) Hordalékkúp peremi része, időszakos vízfolyás



14) Árvizek által formált ártéri lapály (lepel)



2.3. ábra. Fluviális modellek (Miall 2006).

2.4. A fluviális fáciesek és a szerkezeti egységek vizsgálata sekély mélységű geofizikai módszerekkel

A fluviális fáciesek és szerkezeti egységek lehatárolására, illetve a formák, rétegek vizsgálatára számos módszer létezik. A geomorfológiai vizsgálatokhoz alkalmazható technikák a geofizika tárházából származó sekély mélységű roncsolásmentes módszerek. A geofizikai módszerek közül az elektromágneses hullámok terjedésén alapuló elektromágneses, valamint a geoelektromos mérési módszereket alkalmazzák a leggyakrabban.

2.4.1. Elektromágneses (GPR) módszer alkalmazási lehetőségei a fluviális geomorfológiai kutatásokban

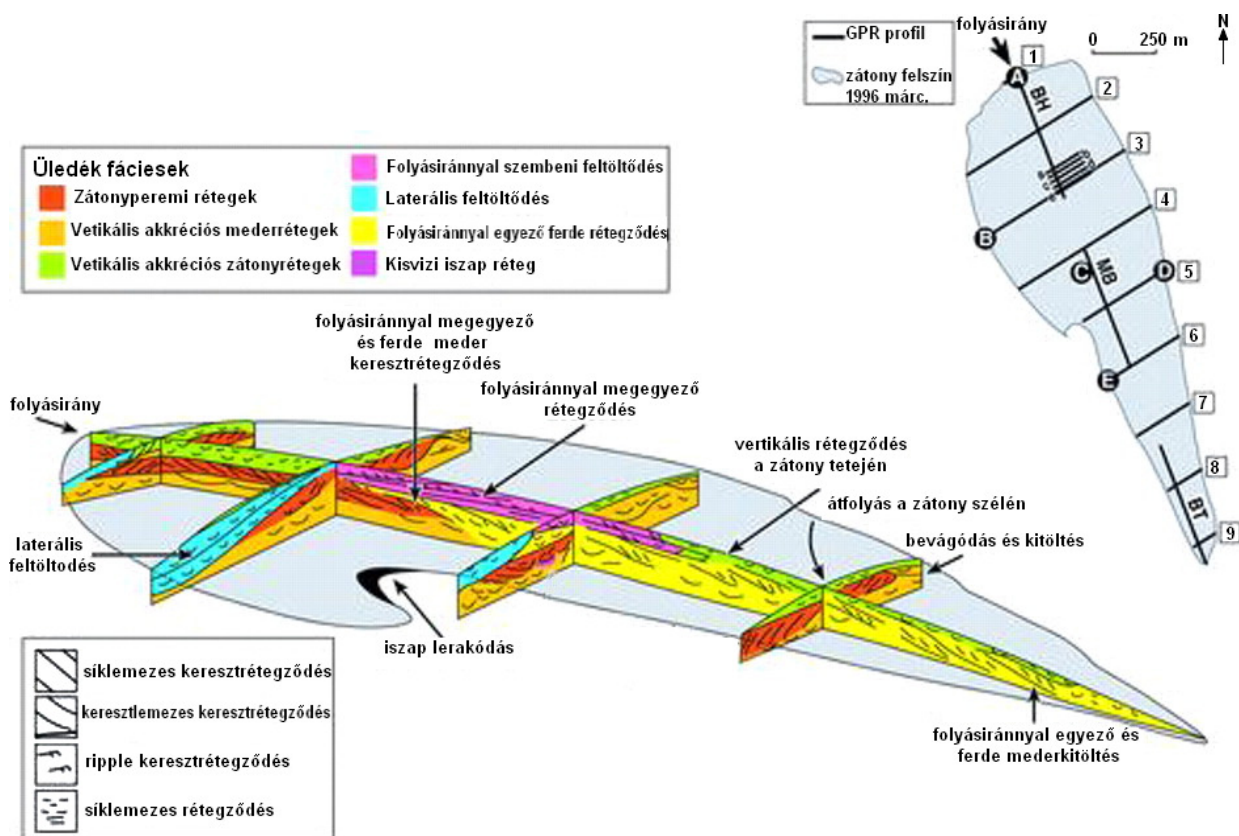
Az elektromágneses sugárzáson alapuló sekély mélységű geofizikai kutatási módszerek közül a legelterjedtebb a georadar (**G**round **P**enetrating **R**adar - GPR). A módszer a közegben terjedő elektromágneses hullám (jel) visszaverődéseinek detektálásán alapszik. A georadar tipikusan néhány MHz-től GHz-es frekvenciatartományban sugározza ki az elektromágneses impulzusokat. A visszavert kisugárzott jelből kapható meg a vizsgált felszín alatti tartomány pseudo-képe (Daniels 2004; Jol 2009). A gerjesztett elektromágneses hullám terjedése a közegben főleg annak dielektromos állandójától és elektromos vezetőképességétől függ. A georadar mérések során a horizontális felbontás a mintavételezés sűrűségétől függ, míg a vertikális felbontás az alkalmazott antenna frekvenciájától, vagyis a jel hullámhosszától függ.

A georadar használata olyan közegekben ideális, melyek elektromos ellenállása nagyobb, mint 50-100 Ωm (Bridge 2003), a nagy elektromos vezetőképességgel rendelkező üledék esetén (iszap, agyag) a georadar behatolási mélysége minimális (Powers et al. 1999; Banks és Johnson 2011; Bates 2011). A különböző fizikai paraméterekkel rendelkező rétegek határfelületéről markáns az elektromágneses jel visszaverődése (Daniels 2004; Jol 2009). A rétegződés kimutatásánál a georadar alkalmazásának kedveznek a rétegek között jelentkező nagy elektromos permittivitás érték különbségek.

A georadar alkalmas elsősorban szárazföldi mérésekre, a vizen történő alkalmazása nem gyakori és nem tekint hosszú múltra vissza. A georadar használata a fluviális környezetben, a nemzetközi szakirodalomban igen elterjedt (Bristow és Jol 2003, Neal 2004). A fluviális formakincs, illetve az alapkőzet közötti határ meghatározásán kívül a georadar segítségével elkülöníthetők a fácies elemek, részletes felmérés során a fáciesek is. A georadaros vizsgálat

során elkülönített szerkezeteket „radarfáciesek” nevezhetjük, mivel azok a reflexió erőssége, illetve a reflexiók felszínének helyzete alapján kerülnek elkülönítésre (Bakker et al. 2007). Ugyanakkor a georadarral megállapított szerkezetek eltérő dőlésszögei alapján is lehatárolhatóak a különböző környezetekhez köthető fáciesek (Preotese et al. 2013). Versteeg et al. (2001) hat radarfáciest határozott meg a Hudson folyó környezetében. Lunt et al. (2004) nem csak a folyómeder üledékeit, hanem a folyóban található összetett zátonyok rétegeinek meghatározását is elvégezte a georadar technikával. A vizsgált homokos medrű folyón található zátonyon 0,2-1 m vastag rétegeket tudtak elkülöníteni, három radarfáciest határoztak meg Labey et al. (2009). Wooldridge és Hickin (2005) 100 MHz-es antennával horizontális, valamint ferde rétegeket különítettek el, egy nagyobb behatolási mélységet biztosító 50 MHz-es antennával pedig két szerkezeti elemet határoztak el. Egy kanadai homokos medrű fonatos folyó zátonyain végzett georadaros méréseket Sambrook Smith et al. (2006), eredményeiket - a szelvényeket és a fácieseket - térben ábrázolták. A szintén homokos medrű Brahmaputra folyó zátonyán felvett 2D szelvények alapján Best et al. (2003) 3D modellt készítettek (2.4. ábra), melyen 4 különböző fáciest határoztak meg, hasonlókat, mint Sambrook Smith et al. (2006). Leclerc (1995) a georadar szelvényezés során a Beres és Haeni (1991) által meghatározott fácieseket különítette el a georadaros mérések alapján a vizsgált meanderező folyó övzátonyain.

A mederszéli, illetve ártéri fluvialis elemek és fáciesek vizsgálata is lehetséges georadar segítségével. A georadar mérések alapján meghatározható az egykori medrek helyzete, valamint szerkezeti egységei. Bersezio et al (2007) a 400 MHz antennával cm-dm-es felbontást értek el az ártéren található fácies elemek lehatárolásánál, ugyanakkor a 100-200 MHz-es antennát alkalmazva nem kapható elég részletes felbontás (Hausmann et al. 2013; Slowik 2010). Az eróziós felszín, mederkitöltés, lecsapoló meder és zátonyok lehatárolásához a georadar alkalmasnak bizonyult az Obra folyón végzett vizsgálatoknál (Slowik 2010). A folyóvölgy vizsgálata esetében georadar szelvényezéssel meghatározható volt a folyami üledék vastagsága is (Asprion és Aigenert 1999, Froese et al. 2005). A georadar szelvényezéssel kapott adatokból, különösen a fúrások és a kutatóárokából szerzett információk pontosításával tehát lehetőség adódik a fluvialis formák rétegződésének teljes körű megismeréséhez (Orlando és Marchesi 2001).



2.4. ábra. Best et al. (2003) által készített modell a Brahmaputra fonatos folyón található zátonyon.

A vízi mérések során a georadart egy nemfémes anyagú csónakba helyezve, vagy kábelre felfüggesztve méréseket végeznek. A mérések alkalmasak a medermorfológia, a mederüledék rétegeinek vizsgálatára (Porsani et al. 2005). A mederfenéken található mikroformák lehatárolásának lehetőségét a horizontális és vertikális felbontás határozza meg. A folyón történő mérések során a behatolási mélység a mederüledékbe általában 2-5 m, de legfeljebb 10 m lehet (Ruffel 2006; Arcone 2007; Banks és Johnson 2011).

A vízi méréseknél a 25 MHz-es antennával lehatárolható legvékonyabb réteg 1 m, míg a 100 MHz-es antennával lehatárolható legkisebb objektum, vagy legvékonyabb réteg 25 cm (Bridge 2003), a 200 MHz-es antennával pedig 10 cm (Webb et al. 2000). ezért a georadar használata sekély vízi méréseknél sokkal előnyösebb, mint a mechanikus hullámokon alapuló technikáknál, ahol a gyorsan jelentkező többszörösök eltakarják a hasznos jelet (Forde et al. 1999, Webb et al. 2000, Versteeg et al. 2001). A georadaros felmérések további előnye, hogy a mederfenék feltérképezésénél nem jelent akadályt a folyómederben található növényzet a hullám

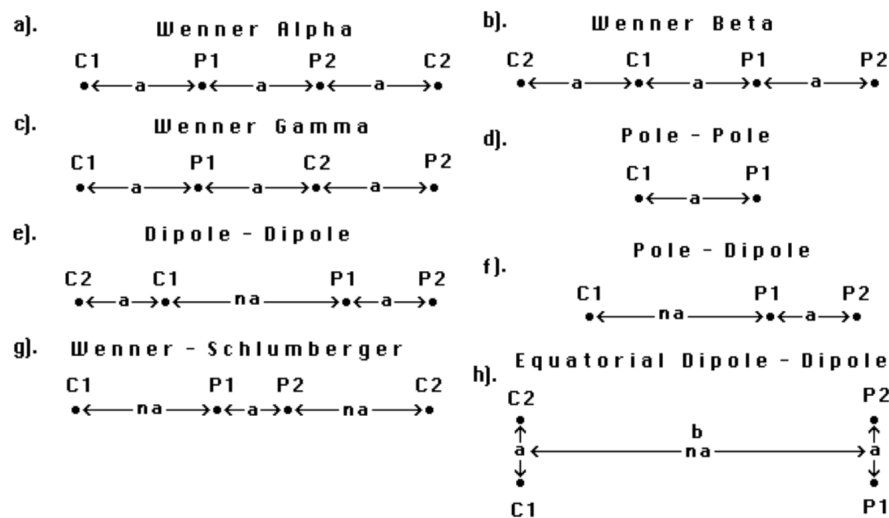
természetéből kifolyólag, ami nem mondható el a szeizmikus méréseknél (Kovács 1990, Lin et al. 2009). Ruffel (2006) a georadar szelvényezés alapján kimutatta a mederüledék és az alapkőzet közötti határt egy észak-írországi sekély tavon.

A hazai szakirodalomban ismeretes georadar mérések fluviális üledékeken nem jellemzőek, főleg régészeti és mérnöki alkalmazásai találhatók meg (Pattantyás et al 1994, 1997, Szalai et al. 2006).

2.4.2. Geoelektromos módszer alkalmazási lehetőségei a fluviális geomorfológiai kutatásokban

A geoelektromos módszereket két csoportba oszthatjuk; a gerjesztett, illetve természetes erőter mérésén alapuló technikákra. A sekély mélységű méréseknél, főleg az indukált erőteret használjuk fel. Az ilyen jellegű mérések szempontjából a legfontosabb fizikai paraméter a fajlagos ellenállás, mely minden közeg esetén egyedi intervallumban mozog. A kőzetek, de főleg az üledékek esetében a fajlagos ellenállás értékét befolyásolja a porozitás, valamint a pórusok kitöltöttsége is (Telford et al. 1990; Reynolds 1997), ugyanakkor a szemcseméret, az oldott ion- és a nedvességtartalom is.

A geoelektromos módszerek közül a geomorfológiában leggyakrabban az egyenáramú mérési technikát alkalmazzák. Egyenáramú méréskor C1-C2 elektródapáron áramot vezetünk a vizsgált közegbe, majd az P1-P2 elektróda páron mérjük a kialakult potenciálkülönbséget, így definiálva a fajlagos ellenállás értékét. Az elektródák 2D szelvényezéshez szükséges elrendezése különböző lehet (Wenner, Wenner-Schlumberger, Dipole-Dipole, Pole-Pole, Pole-Dipole) (2.5. ábra). A 3D méréseknél, a vizsgálati célnak megfelelően, az elektródákat négyzethálóban helyezik el (Samouelian et al 2005). Az elektródák közötti távolsággal változtatható a behatolási mélység és a kapott pszeudo ellenállás-szelvény felbontása (Schrott és Sass 2008). Általánosságban a behatolási mélység a szelvény teljes hosszának 20 %-a (Froese et al. 2005). A 2D geoelektromos mérés során az elektródák közötti távolság növelésével több szintben történnek a mérések. A többszintű 2D szelvényezés legelterjedtebb elnevezései ERT (**E**lectrical **R**esistivity **T**omography), ERI (**E**lectrical **R**esistivity **I**maging) vagy ERGI (**E**lectrical **R**esistivity **G**round **I**maging) a műszer gyártójától és az adatok feldolgozásától függően.



2.5. ábra Az ERT által generált áramtér, valamint a potenciális erővonalak és az ERT méréseknél használt elektróda elrendezés (diszpozitív) (Loke 1999).

Az elektromos mérési módszerek kiválóan alkalmasak fluvialis környezetben az alapkőzet helyzetének, és az üledék vastagságának (nagyobb szerkezeti elemek) meghatározására. A technika gyors és gazdaságos; számos környezeti feltételeknek megfelelően gyorsan és jó felbontással alkalmazható (Baines et al. 2002; Pomposiello et al. 2004; Bersezio et al. 2007). Froese et al. (2005) a Yukon folyó holocén folyami üledékén végzett ERGI méréseket, melyekből az egykori fluvialis egységek elhelyezkedését és kiterjedését vizsgálta. Az elektródák között alkalmazott 10-12 m távolsággal elért behatolási mélység 100 m, a felbontás 5 m-es volt. Az alapkőzet helyzetének meghatározásához alkalmazott ERGI technika homokos, kavicsos meder- és völgykitöltés felmérésekor is jó eredményeket adott. Az ERGI mérések alapján kimutatható volt az egykori mederkitöltés, valamint más szerkezeti elemek is (Froese et al. 2005). A folyó üledékén végzett ERI, 2D elektromos szelvényezések célja az alapkőzet és az üledék határának megállapítása volt. Hsu et al. (2010) méréseket végeztek 1 m elektródatávolsággal, mivel az így kapott geoelektromos szelvényeken 1 m-es felbontással rajzolódik ki a fluvialis üledék vastagsága, helyzete és az alapkőzet. 3D mérésekkel pontosabb az alapkőzet helyzetének meghatározása, ezért Chambers et al. (2012) a késő pliocén üledék vastagságát, egyben az alapkőzet helyzetét 3D ERT módszerrel vizsgálta. A kijelölt területen hálóban elhelyezve összesen 32 szelvényt vettek fel 6 m-es távolságokkal, tehát függetlenül a nagy elektróda távolságoktól a folyóüledék kiterjedése igen nagy pontossággal (0,2 m) volt meghatározható.

A fluviális üledék kiterjedésén kívül kisebb fluviális szerkezeti egységek lehatárolása is lehetséges a geoelektromos módszerekkel. Az árterületen végzett ERT szelvényezés nagy felbontású képet ad az egykori mederkitöltés, és a laterális akkréciós elemek elkülönítéséhez (Maillet et al. 2005; Martinez et al. 2009; Hausmann et al. 2013). Más geoelektromos technikák is alkalmasak az egykori medrek lehatárolására, mint a VES (Vertical Electrical Sounding). Airey és Bates (2000) az előbb említett technikát alkalmazta az ERT mellett, a mérések alapján kimutatta a medertalp, illetve mederkitöltést, valamint az ERT technikának köszönhetően megfigyelhetőek voltak más geológiai egységek is. A két technika hasonló specifikus elektromos ellenállás értékeket mutatott a fluviális szerkezeti elemekre (Airey és Bates 2000). A szárazföldi méréseken kívül a geoelektromos módszerek vízen is alkalmazhatóak. Rucker et al. (2011) Dipole-Dipole elektróda elrendezéssel mérték fel a Panama csatorna területét, egykori meanderek nyomai után kutatva, mely alapján rekonstruálható volt az egykori folyó futásvonala.

2.5. Egykori vízfolyások vízhozamának és energiaviszonyainak vizsgálata

A hidrológiai paraméterek határozzák meg elsősorban a folyó erózióra, hordalékszállításra és akkumulációra való képességét. A folyó energiáját, munkavégző képességét több tényező is befolyásolja, ezek közül a legfontosabb a vízhozam, az esés, a medermorfológia, a hordalék minősége és mennyisége (Simon és Darby 1997, Graf és Altinakar 1998). Számos kutató keresett összefüggést a fluviális formák mérete és az őket kialakító hidrológiai változók között, ezen vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a formák mérete elsősorban a vízfolyás energiájától, és a meder anyagától függ (Prent 1998). Így jól korrelál a vízsebességgel (Carling et al. 2000), a vízhozamot és esést is magában foglaló munkavégző képességgel (Prent és Hickin 2001), a kritikus nyíróerővel (Wilbers és Ten Brinke 2003), és az üledék minőségével és mennyiségével (Schumm 1977, Van den Berg 1995).

2.5.1. Vízhozam meghatározása felülnézeti morfológiai paraméterek alapján

A fluviális formák szerkezetéből, méretéből következtetni lehet a formákat kialakító energiaviszonyokra. A paleohidrológiai rekonstrukció alapját sok esetben a vízhozam és a mederparaméterek közötti összefüggés képezi (Dury 1961; Gábris 1970, Sridhar 2007; Timár és Gábris 2008).

Az egykori jellegzetes vízhozamok meghatározása többféle megközelítéssel lehetséges. Ezek többsége a medrek felülnézeti paraméterein és a vízhozam közötti kapcsolaton alapul. A vízhozam meghatározásakor számos szerző a mederkitöltő vízhozam értékét vette figyelembe (Grade 2006), mederformáló vízhozamnak tartva azt (Leopold és Wolman 1957, Dury 1976, Schumm 1985). Rotnicki (1983) a lengyelországi Prosna folyón végzett tanulmányában összefüggést talált a meander paramétereinek és a vízhozama között. Hasonlóan Williams (1984) a meanderező mintázatú folyók vizsgálatával megállapította az összefüggést az esés, a keresztmetszeti paraméterek és a mederkitöltő vízhozam között, Hedman és Osterkamp (1982) a mederkitöltő szélesség és a vízhozam, Carlston (1965) pedig az átlagos vízhozam és a meander hullámhossza között talált összefüggést. Schumm (1972) az átlagos vízhozamot hozta összefüggésbe a meder szélességével és a legnagyobb mélységével. Cheetham (1980) a Leopold és Wolman (1957) által meghatározott meanderező folyókra alkalmazható egyenletet módosította a fonatos folyókra.

A paleohidrológiai kutatások, melyek a paleoklimatikus rekonstrukciót szolgálják, főleg az egykori meanderek felülnézeti paramétereit veszik figyelembe (Gábris 1970, 1985, 1986, Tímár és Gábris 2008). A vizsgált paraméterek (pl. a meanderek húr hossza, ívhossza, esése, görbületi sugara, stb.) és a vízhozam között különböző korrelációt állapítottak meg. Gábris (1995) a Tisza és mellékfolyóin végzett vizsgálatainak során összefüggést határozott meg a vízhozam és az ívhossz, valamint a vízhozam és a kanyarulat tágassága között. Sümeghy és Kiss (2011) tanulmányában szintén a Tisza és mellékfolyóin végzett vizsgálataik alapján regionális érvényességű vízhozam képleteket állított fel. A paraméterek és a vízhozam közötti összefüggés tükrözi a környezeti viszonyokat, melyek hatással voltak a kanyarulatok kialakulására. A vízgyűjtő speciális geológiai felépítése, növényzete, éghajlata, domborzati felépítése pedig meghatározza a környezeti viszonyokat (Williams 1984).

A felülnézeti paraméterek alapján meghatározott vízhozam képletek főleg a meanderező mintázatú folyókra alkalmazhatóak (Williams 1984, Bridge 2003), viszont egyes esetekben felülnézeti paraméterekből meghatározható a fonatos meder vízhozama is, első sorban a mederszélessége közötti összefüggés alapján (Smith et al. 1996). A felülnézeti paramétereket gyakran nem könnyű felmérni, a felszíni formák eróziója miatt, és a meanderező folyók felülnézeti paramétereinek nem csak a vízhozamtól, hanem az eséstől, a part anyagától és a hordalék minőségétől is függnék, ezért a számított vízhozamok a valóstól számottevően eltérő értékeket eredményezhetnek (Gábris 1986).

2.5.2. Vízhozam meghatározása a keresztmetszeti paraméterek alapján

A keresztmetszeti, illetve hidraulikai paraméterek alapján történő mederkitöltő vízhozam meghatározása, szemben a felülnézeti paraméterekkel nincs medertípushoz kötve, alkalmazható bármely medermintázatú folyóra. A hidrodinamikai számítások alapját a keresztmetszet területe, valamint a meder esése és anyaga (érdessége) képezi. Hidrodinamikai paramétereken alapuló egyenletek alapjait Antoine de Chézy, Robert Manning, és Darcy-Weibach fektette le (Brown 1997, Grade 2006). Mindhárom szerző alkalmazott egy, a empirikus érdességi paramétert, ezek: a súrlódási tényező (Darcy-Weisbach), a meder falának érdességét jelző paraméter (Chézy) és a meder érdességi paraméter (Manning). Geomorfológiai szempontból a mederkitöltő vízhozam az alluviális vízfolyások egyik legfontosabb paramétere, mivel megfelel a mederformáló vízhozamnak (Schumm 1985). A hidrodinamikai képletek közül a legelterjedtebb a Manning képlet (Williams 1984, Baker 1988, Bridge 2003, Charlton 2007).

A hidrodinamikai képletek alkalmazásánál a következő tényezőket kell figyelembe venni (Brown 1997), melyek nagymértékben módosíthatják számított vízhozam értékeket:

- az adott fluviális rendszerben lévő folyók száma és típusa: elágazó vagy nem elágazó,
- a folyó eredeti medermélysége és a partok magasságának meghatározhatósága,
- a mederkitöltő vízhozam meghatározása szükséges,
- a számítások során a mederesést kell figyelembe venni,
- az érdesség paraméterek meghatározásánál figyelembe kell venni a meder, és a mederformák érdességét is.

A keresztmetszeti paraméterek meghatározása számos módszerrel lehetséges, pl. a geofizikai, valamint szedimentológiai mérések alapján meghatározható a mára már lepusztult paleomeder egykori keresztmetszete.

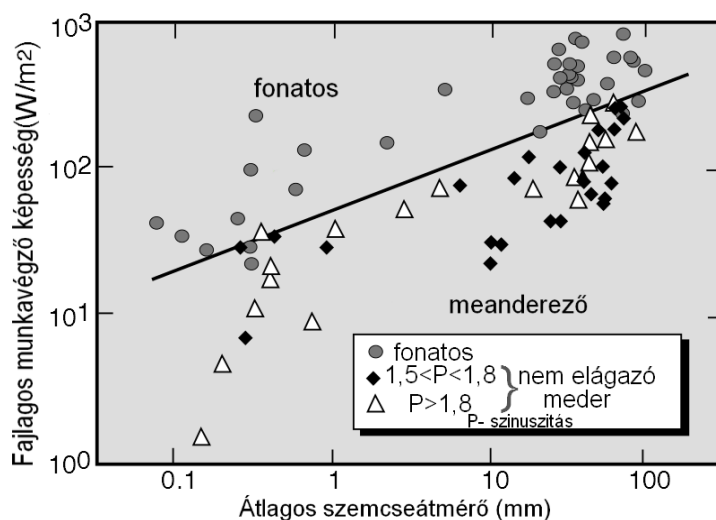
2.5.3. A folyó energiája és a szállított üledék szemcseösszetétele közötti összefüggés

A keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározható a vízhozamon kívül a sebesség, munkavégző képesség, és a nyíróerő, melyek szintén a folyó energiaviszonyának mutatói (Williams 1984, Brown 1997, Charlton 2007).

A keresztmetszeti paraméterek alapján megállapított sebesség számításánál, viszont figyelembe kell venni, hogy a vízsebesség a hossz- és keresztzelvény mentén is változik (Lóczy

és Veress 2005). A Manning hidrodinamikai képlet alapján az átlagos sebesség, míg a Williams (1984) képletei alapján a minimum és a maximum sebesség számítható ki (Brown 1997). A folyó energiájának, vagyis a víz által kifejtett erőnek a mértéke a nyíróerő ($\tau_0 = \gamma S R$) (húzóerő), és a kritikus nyíróerő (τ_c). Amikor a nyíróerő nagyobb, mint a gravitációs erő, üledékszállításról beszélünk (Charlton 2007, Fryirs és Brierley 2013).

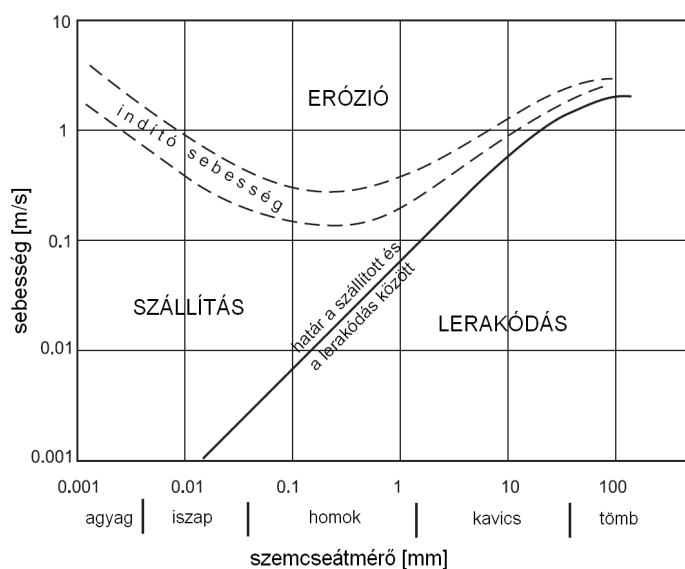
Az energia meghatározás egyik módja a folyóvíz összes munkavégző-képességének, vagy a fajlagos munkavégző-képességének számítása. A munkavégző képesség kifejezi az áramlás által végzett munkát, mely a belső súrlódásnak és a meder súrlódásának legyőzéséhez, valamint hordalékszállításához szükséges. A fajlagos munkavégző-képesség pedig meghatározza, hogy a folyóvíz potenciális energiájából mennyi jut a meder egységnyi felületére (Fryirs és Brierley 2013). Ezáltal a különböző mintázatú, korú, illetve energia viszonytal jellemzett folyók a fajlagos munkavégző képesség alapján válnak összehasonlíthatóvá. Burbank és Anderson (2001) a vizsgált 200 folyó fajlagos munkavégző képessége, valamint a mederüledék átlagos szemcsemérete alapján megállapította a hátárt a fonatos, illetve meanderező medermintázatok között (2.6 ábra).



2.6 ábra. Összefüggés a fajlagos munkavégző képesség és a mederüledék átlagos szemcsemérete között (Burbank és Anderson 2001).

A fajlagos munkavégző képességet figyelembe véve Fryirs és Brierley (2013) a folyómeder változékonyságának (instabilitásának) határértékét 35 W/m^2 -ben határozta meg. Számos szerző pedig a folyómintázatok közötti váltást fejezte ki a fajlagos munkavégző képesség értékhatáraival (Carson 1984; Fergusson 1987; Nanson és Croke 1992). Egyenes mintázatú

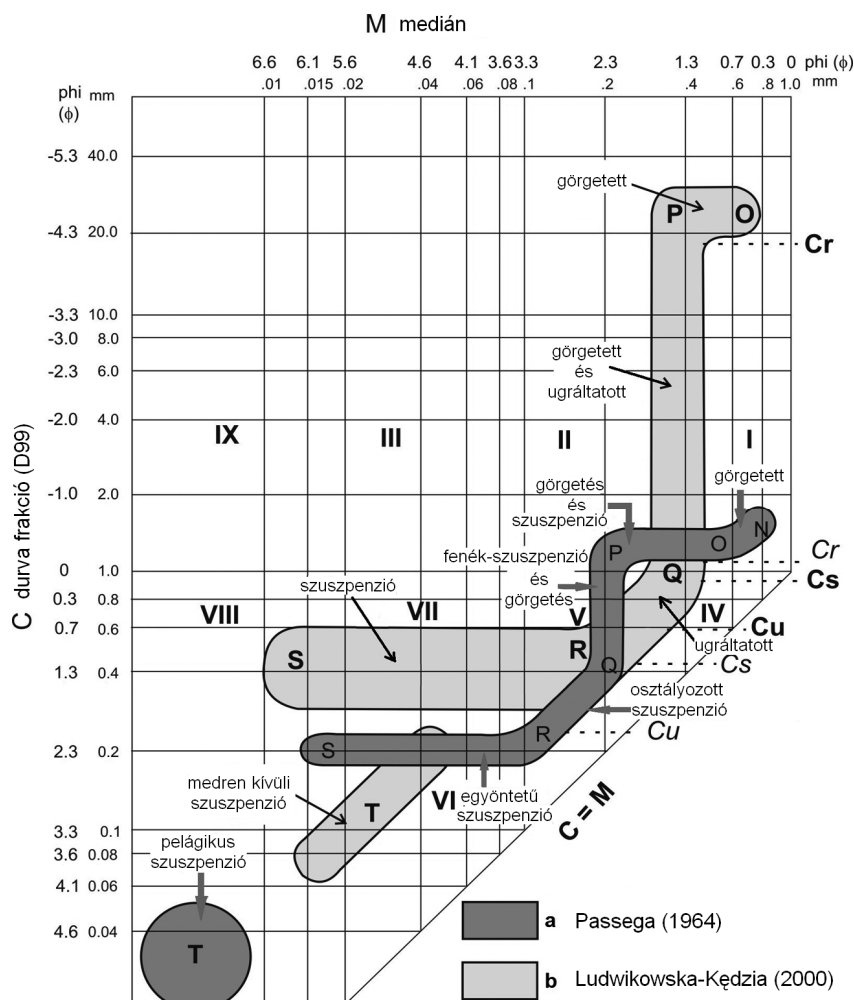
vízfolyások esetében, amennyiben azok stabil, állandó mederrel rendelkeznek ez az érték 10 W/m^2 alatti, míg nagy energia szintű, kavicsos medrű vízfolyások esetében $300\text{--}600 \text{ W/m}^2$ fajlagos munkavégző képességgel számolhatunk (Fryirs és Brierley 2013). Carson (1984) és Fergusson (1987) szerint az átmenet a meanderező és a fonatos mintázat között $\omega = 30\text{--}50 \text{ W/m}^2$ körül jelentkezik. Nanson és Croke (1992) a meanderező vízfolyások fajlagos munkavégző-képességét $10\text{--}60 \text{ W/m}^2$ -re, míg a fonatos vízfolyásokét $50\text{--}300 \text{ W/m}^2$ -re tette. A munkavégző képesség és a fajlagos munkavégző képesség mellett Fryirs és Brierley (2013) megemlíti még a kritikus munkavégző képességet, mely az átlagos szemcseméretű hordalék szállításához szükséges energia. A folyó hordalékszállítási képességét három tényező határozza meg: a hordalék szemcsemérete, az áramlás sebessége és a folyó örvényessége (Lóczy és Veress 2005). A görgetett és lebegtetett hordalékszemcsék mérete és mennyisége a vízfolyás hidraulikai jellemzőinek függvénye (Balogh 1991), két mutatóval fejezhető ki; a hordalékszállítás kompetenciával és a kapacitásával (Fryirs és Brierley 2013). A hordalékszállítás kapacitása a folyó által szállíthatott hordalékmennyiséget, míg a kompetencia az elmozdítható legnagyobb szemcseméretet tükrözi. A különböző szemcseméret és az átlagos sebesség között Hjulström (1935) állapított meg összefüggést (2.7. ábra) (Knighton 1998, Fryirs és Brierley 2013). Az indító sebességgel rendelkező áramlásragadja el a szemcséket, majd a hordalékszállítás lebegtetve vagy a mederfenéken történik.



2.7. ábra. Összefüggés a kritikus indítósebesség és az átlagos szemcseméret között.

A folyó átlag sebessége nem releváns tényező a hordalékszállítás szempontjából, a mederfenéken mérhető áramlás jellemzői lennének mérvadók, vagyis a nyíróerő (Knighton 1998). Williams (1984) a nyíróerő és a hordalék szemcsemérete közötti összefüggést vizsgálva állapította meg a nyíróerőt, mely a szemcsék mozgásba lendítéséhez, valamint abban tartásához szükséges (Knighton 1998, Fryirs és Brierley 2013).

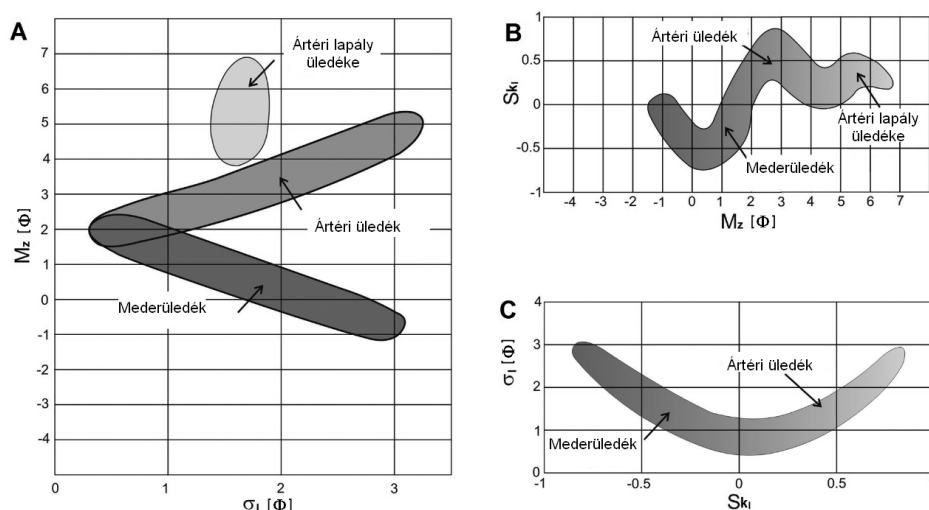
A görgetett és lebegtetett hordalék aránya az aktuális energiaviszonyoktól, és a rendelkezésre álló hordalék minőségétől függően változik. A lerakott hordalék szemcseméret eloszlása tükrözi az ülepedési körülményeket, az üleptető közeg energiáját is (Passeg 1957, Bérczi és Balogh 1991). Passeg (1957, 1964) kutatásai alapján a lerakódási körülményekre következtetni lehet a CM, FM, LM és AM diagrammal. A CM (coarse-mean) diagram (2.8. ábra) a D_{99} -hez tartozó szemcseátmérő (C-durva) függvényében ábrázolja a medián (M) értékét.



2.8. ábra. Az eredeti és a módosított CM diagram (Passeg 1964, Mycielska-Dowgiałło és Ludwikowska - Kędzia 2011).

A 2.8. ábrán látható, a Passega (1957) és a Ludowikowska-Kedzia (2000) által módosított CM diagram közötti különbség: a Passega által meghatározott D_{99} értékek határai alacsonyabban helyezkednek el (Mycielska-Dowgiałło és Ludowikowska-Kedzia 2011). Az összehasonlítás alapján elmondható, hogy az eredeti Passega (1957) által meghatározott CM diagram függetlenül attól, hogy eredetileg tengeri környezeti vizsgálatok alapján készült, alkalmas a fluviális üledékek vizsgálatára (Mycielska-Dowgiałło és Ludowikowska-Kedzia 2011). A CM diagram elvét Passega (1964) kiterjesztette a finomabb frakció vizsgálatára is (Bérczi és Balogh 1991). A diagramokban a mediánt (M) a finom homok frakcióval ($F-125\ \mu\text{m}$), az iszappal ($L-3\ \mu\text{m}$) és az agyaggal ($A-4\ \mu\text{m}$) állította összefüggésbe (FM, LM és AM diagramok). Mindhárom görbe meredeksége alapján következtetni lehet a vizsgált üledék osztályozottságára.

A fluviális ülepítő közegek vizsgálata során fontos mutató a D_{50} és a D_{90} , melyekből szintén következtetni lehet az ülepítő közeg energiaviszonyainak változására (Vis et al. 2010). A fluviális üledékek vizsgálata során Folk és Ward (1957) a statisztikus paraméterek kapcsolatát, a szórás, a medián, a csúcsosság és a ferdeség paraméterek összehasonlításával következtettek az ülepítő közeg energiaviszonyaira. A Folk és Ward (1957) által meghatározott diagramokat Ludowikowska-Kedzia (2000) módosította (2.9. ábra) (Mycielska-Dowgiałło és Ludowikowska-Kedzia 2011). A kétváltozós pontdiagramok alkalmasak a meder, ártéri üledékek elkülönítésére, mivel azok eltérő osztályozottsággal és átlagos szemcsemérettel jellemzhetők. A Folk és Ward (1957) által meghatározott kétváltozós pontdiagramok eltérőek lehetnek a vizsgált környezettől függően.



2.9. ábra. A módosított Ford és Ward féle diagramok (Mycielska-Dowgiałło és Ludowikowska-Kedzia 2011).

3. Vizsgálati terület

3.1. A Maros-hordalékkúp geomorfológiája és fejlődéstörténete

A Maros hordalékkúpja közel 10 000 km² területű, legnagyobb része Magyarország és Románia területén, Békés és Arad megyékben található, de Csongrád és Temes megyei kiterjedése is jelentős, de kisebb részben Szerbiába is átnyúlik. Északi peremének határát a Körös jelöli ki, ahol a Maros egykori medrei a felszínen majdnem egészen Békéscsabáig követhetőek. Nyugat-délnyugat felől a Tisza ártere, délről a Béga egykori medrei határolják (Pécsi 1969).

A Maros folyó által épített hordalékkúp kialakulása hosszú földtörténeti fejlődés eredménye. A hordalékkúp egésze folyamatosan süllyed, viszont a süllyedés térben és időben eltérő mértékű. Részben ezen okok miatt a Maros folyó lefolyása gyakran változott (Borsy 1989). A Maros feltöltő munkáját jellemzi, hogy a hordalékkúp csúcsi részén a maximum 100 m vastag negyedidőszaki rétegsor nyugat felé 500-700 méterre vastagodik (Borsy 1989), illetve a hordalékkúp sugara 80-100 km-es (Somogyi 2000).

Az Ős-Maros hordalékkúpjának kialakulása a pliocén végétől kezdődött el, ekkor két űs-folyó formálta (a Temesi-Maros és az Alföldi-Maros). A Hegyes, Dórcsa és Solymos irányából érkező vizeket a közép pliocénben a Temesi-Maros szállította Lippától DNy felé a mai Béga völgyében (Mike 1991; Borsy 1990). A felső pliocénben, a terület megemelkedésével a Zámis-szoros kimélyült és a másik űs-folyó az Alföldi-Maros Lippa felől Aradon keresztül Orosháza irányában vezette le a vizet. A pliocén és pleisztocén között az Alföldi-Maros hátravágódó erózióknak köszönhetően elérte a Temesi-Marost és lecsapolta annak vizét (Mike 1991).

A Körös-vidék eltérő mértékű süllyedésével összhangban változta futásirányát az alacsony fekvésű, de kiterjedt hordalékkúpján (Mike 1975). A folyó a késő pleisztocén során is építette a legyező alakú hordalékkúpját, de főága Battonya-Orosháza irányából egyre délebbre fordult és a Maros-Temes közére is átvándorolt (Mike 1975). A délre fordulást Mike (1975) egy Kétegyháza-Battonya környékén végbemenő kiemelkedéssel magyarázza. A würm elején a Maros bevágódott hordalékkúpja csúcsrészébe, ennek előterében azonban tovább építette (Borsy 1989). Eleinte délre, a Béga felé haladt, majd az Aranka mentén ívelt a Tisza felé. A würm közepére feltöltve ezt a területet a mai Száraz-ér mentén a Tiszával egyesült (Mike 1991). A holocén során folytatódott a hordalékkúp fejlődése, főleg a tengelyében.

A negyedidőszakban az Alföldi-Maros futásirányának fejlődésére nagy hatással volt az Alföld egyenetlen süllyedése, amely a Makó–Szeged vonal mentén kifejezett volt (Borsy 1989).

Emellett a negyedidőszakban váltakozó glaciálisok és interglaciálisok is különböző hatással voltak a fluviális folyamatokra. A glaciálisokban a völgyek feltöltődése az aprózódás miatt termelődő nagy mennyiségű törmelék és a kis vízhozam miatt intenzív volt. Az interglaciálisokban viszont a mállás és a nagy vízhozam hatására a folyó bevágódott (Mike 1991). Ugyanakkor a hordalékkúp fejlődéstörténetében mindvégig a fluviális felszínformálás játszott meghatározó szerepet (Borsy 1989, 1990).

A Maros az elmúlt húszezer évben is gyakran változtatta futását (Kiss et al. 2012 Sümeghy et al. 2013) kutatásai alapján. A hordalékkúp felszínén nyomozható legidősebb meder mely 17-18 ezer évvel ezelőtre datálható és Battonya-Mezőkovácsháza-Makó irányában húzódott. Ezt követően 15-16 ezer évvel ezelőtt a Maros a Kunágota-Kövegy folyásirányt vette fel. Majd 14-15 ezer évvel ezelőtt a jelentősen megnövekedett csapadék mennyisége miatt több meder is aktív volt (3.1 ábra). Az említett időszakhoz köthető a hordalékkúp legészakabbra fekvő paleomedre (Kétegyháza-Csabacsüd irányú), majd délebbre haladva még két meder (Kétegyháza-Nagyszénás és Medgyesegyháza-Pusztaföldvár). A kutatások szerint (Kiss et al. 2012 Sümeghy et al. 2013) a paleomedrek meghatározott kora alapján nem eldönthető, hogy gyors mederváltásról van szó, vagy elágazásról; a vizsgált időszakban mindegyik mederág aktív volt (3.1 ábra). A hordalékkúp legnagyobb paleomedre délebbre helyezkedik el, Medgyesegyháza-Orosháza vonalában. Ez a medergeneráció 9-12 ezer éve volt aktív. A Periam-Lovrin irányban nyomozható paleomedre 7-8 ezer éve volt aktív, és a Battonyai hátat már délről kerülte meg (3.1 ábra). A Maros 6 ezer éve Sanpetru German-Sannicolau Mare irányába folyt (Kiss et al. 2012; Sümeghy et al. 2013; Kiss et al. 2014), végleges vonalát egyrészt Magyarcsanak és Nagylak környékének relatív kiemelkedésével (Mike 1975), másrészt pedig a Tisza Szeged és Szentés közötti szakaszának enyhe bevágódásával vette fel (Borsy 1990). Előbbi folyamat hatására hagyta el végleg a Száraz-eret, míg utóbbi, a meder állandósulásához vezetett. A folyónak a holocén végén is az Aranka felé is volt lefolyása egészen a XIX sz.-i folyószabályozásokig (Kiss et al. 2012).



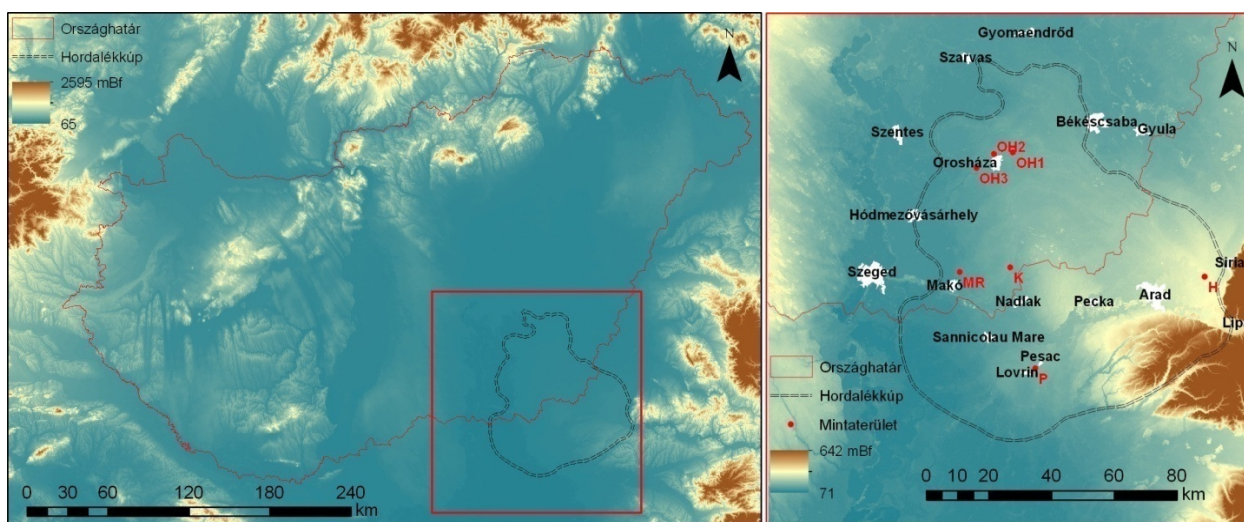
3.1 ábra. A Maros-hordalékkúpon található fontosabb medergenerációk és azok kora (Kiss et al 2012).

A hordalékkúp felszínén megfigyelhető elhagyott medrek alapján számos meder generáció különíthető el (Kiss et al. 2012; Sümeghy et al. 2013). A medrek mintázatát, formáját a hordalékkúpi helyzetük, a hordalék összetétele, illetve a felszín lejtése is befolyásolta. Ez utóbbi szempontjából a hordalékkúp 3 eltérő zónára osztható: egy 20–25 cm/km eséssel rendelkező Orosháza-Battonya-Lovrin vonaláig terjedő felső zónára, melyet elsősorban fonatos medrek jellemeznek, majd egy 25–30 cm/km esésű meredekebb zónára, ahol az egykori vízfolyások többsége – még a fonatos mintázatúak is – hatalmas kanyarulatokat alakított ki. Végül egy újból kisebb, 22–27 cm esésű peremi zónára, melyen a medrek esetenként visszatérnek a felső zónában jellemző mintázathoz, de többnyire a meanderezés kerül előtérbe. A meredek középső zónát tekinthetjük az intenzív hordaléklerakás határának, felette az elágazó fonatos medrek nagy mennyiségű görgetett hordalékkal töltötték a hordalékkúpot, alatta viszont a lebegtetett hordalék válik dominánssá (Urdea et al. 2012).

Kutatásom során az egykori fejlődéshez kapcsolódó vizsgálatokat a Maros hordalékkúpján, 7 mintaterületen végeztem.

3.2. Mintaterületek a hordalékkúpon

A mintaterületek kiválasztásában figyelembe vettem a jelenlegi felszínen követhető medrek mintázatát és méretét, valamint törekedtem arra, hogy eltérő morfológiájú, korú és helyzetű, de reprezentatív szakaszokat jelöljek ki. A paleofluviális viszonyok meghatározása céljából kiválasztott mintaterületek a hozzájuk legközelebb eső településekről kapták nevüket (3.2. ábra). A mintaterületek bemutatását a hordalékkúp csúcsától, távolodva kezdem. A mintaterületek távolságát a hordalékkúp csúcsától a Sümeghy et al. (2013) által meghatározott mederpáaszták mentén határoztam meg.



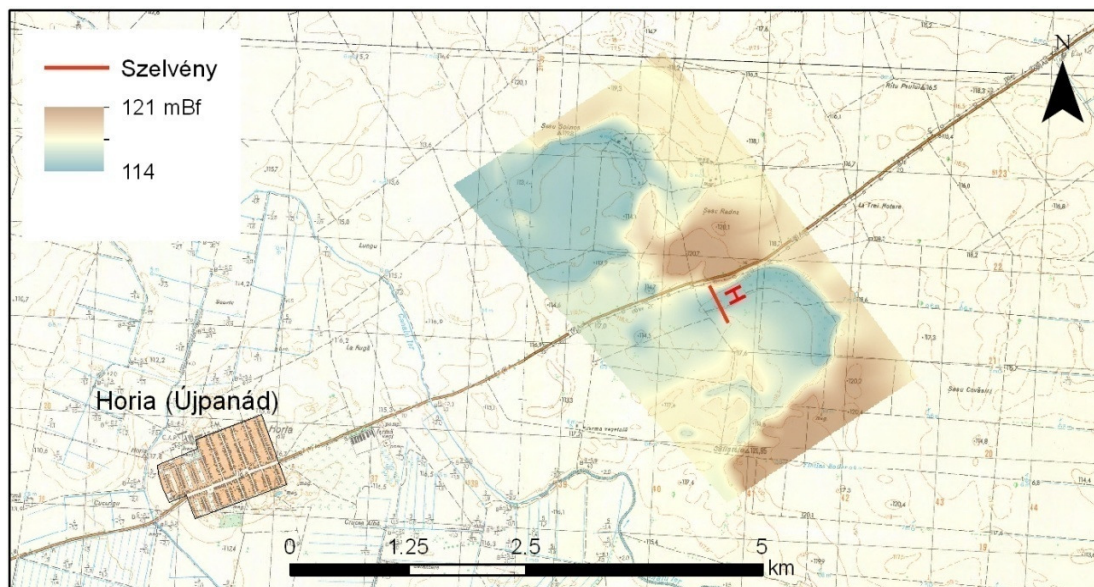
3.2. ábra. A mintaterületek a Maros hordalékkúpon.

Dolgozatom további részében a mintaterületeket és a mintaterületekről származó mintákat *Horia (H)*, *Pesac (P)*, *Kövegy (K)*, *Orosháza (OH1-3)*, *Makó Rákos (MR)* néven említem.

Horia (Újpanád)

Horia (H), a hordalékkúp csúcsához legközelebb található mintaterület (3.3. ábra), mely mindössze 16 km távolságra van a hordalékkúp csúcsától, 113 m Bf. magasságban helyezkedik el. Felszíni formakincse meanderező mintázatra utal, a felszín lejtése 20 cm/km. Az egykori meder jelenlegi szélessége átlagosan 200 m, átlagos mélysége 1,5-2,0 m a topográfiai térképek alapján (3.3. ábra). A meander belső ívén övzátonyok és sarlólaposok váltják egymást. A paleomeder övzátonyaiból vett homokminták OSL kormeghatározása alapján a meder korát $8,0 \pm 1,1$ ezer évre becsülték (Kiss et al. 2012.; Sümeghy et al. 2013). A felülnézeti paramétereken

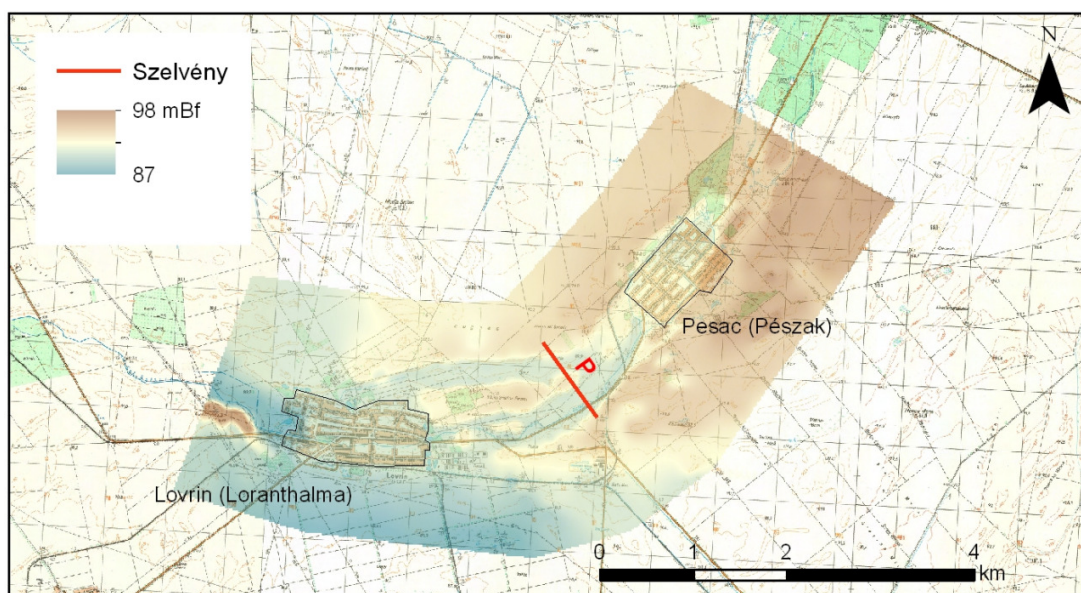
alapuló a meanderező mintázatú folyókra alkalmazható regionális érvényességű képletek Sümeghy és Kiss (2011) használatával Horiánál $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ mederkitöltő vízhozam értéket határoztak meg.



3.3. ábra: A horiai paleomedér és formakincse a topográfiai térkép (1:25000) alapján készített domborzatmodellen.

Pesac (Pészak)

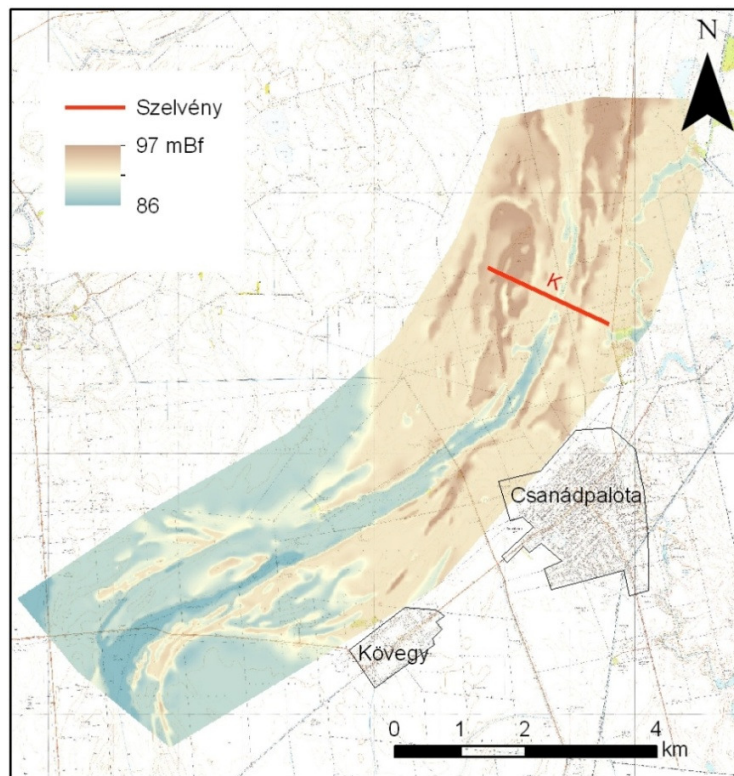
A pesaci (P) mintaterület 68,7 km távolságra helyezkedik el a hordalékkúp csúcsától, 88 m Bf magasságon (3.4. ábra). Formái alapján egyértelműen fonatos medermintázatról tanúskodik, jellegzetes folyóhátakkal és folyami szigetekkel. A meder jelenlegi mélysége 2,5-3,0 m, míg szélessége 1 km, esése a vizsgált szakaszon eléri 50 cm/km-t is. Az OSL kormeghatározás alapján kora: $7,1 \pm 1,0$ ezer év (Kiss et al. 2012; Sümeghy et al. 2013). A mederszakaszra nincs vízhozam adat, mivel a felülnézeti paraméterek alapján megállapított regionális képet nem alkalmazható a fonatos medermintázatú medrek esetében.



3.4. ábra: A pesaci paleomedér és formakincse a topográfiai térkép (1:25000) alapján készített domborzatmodellen.

Köveg

A Köveg (K) határában található mintaterület 65,5 km távolságra helyezkedik el a hordalékkúp csúcsától, 89 m Bf. magasságon. A jelenlegi felszíni formák fonatos mintázatú mederre utalnak, melynek átlagos szélessége kb. 800 m, jelenlegi mélysége pedig 1,8-2,2 m (3.5. ábra). A mintaterület a hordalékkúp palástján helyezkedik el, esése 46,5 cm/km. Az elhagyott meder a felszínen jól követhető, függetlenül attól, hogy kora: $15,5 \pm 2,0$ ezer év (Kiss et al. 2012, Sümeghy et al. 2013). A paleomederre nem határozható meg regionális képlettel a paleovízhozam a jellemző fonatos medermintázat miatt.

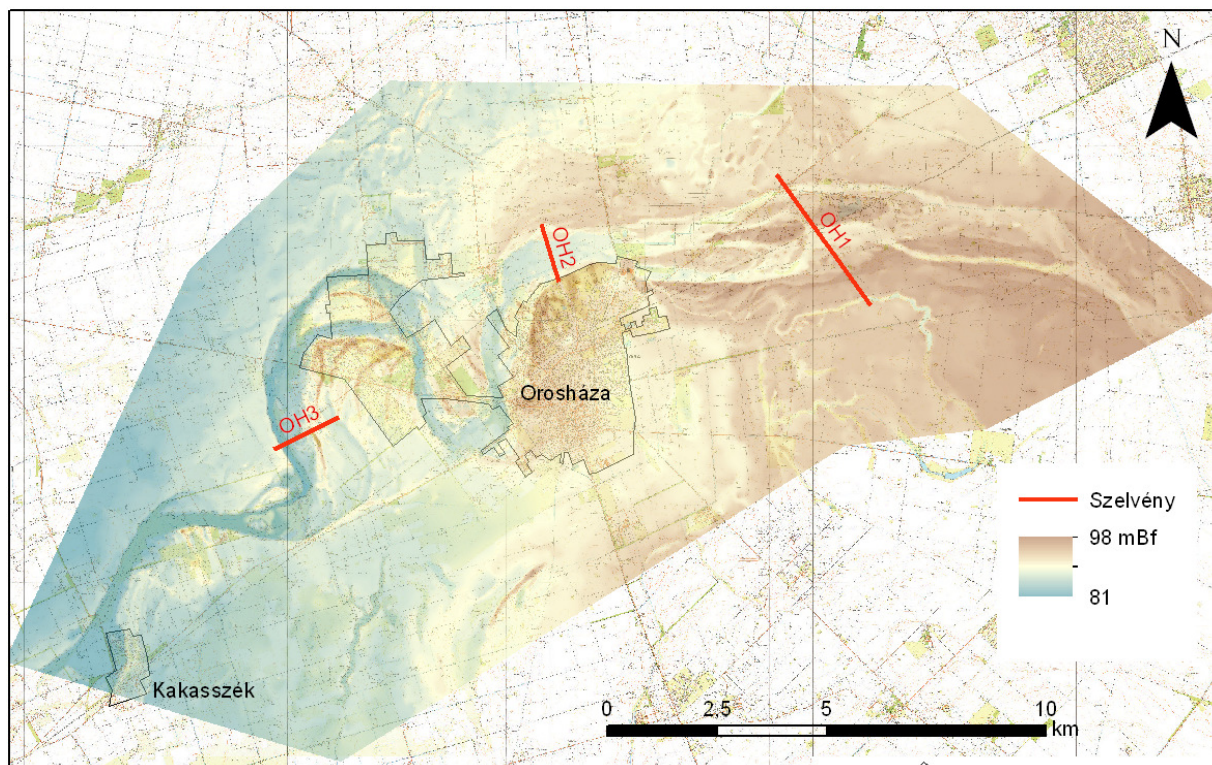


3.5. ábra: A kövegyi paleomedér és formakincse a topográfiai térkép (1:10000) alapján készített domborzatmodellen.

Orosházi mintaterületek

A maros hordalékkúp felszínén található legnagyobb paleomedér mentén három mintaterület került kijelölésre (OH1, OH2 és OH3). A mintaterületek sorrendben 76, 82, 89 km távolságra vannak a hordalékkúp csúcsától. A folyásirányba nézve 88, 86 és 83 m Bf. magasságban helyezkednek el. Az első (OH1) mederszakasz a felszíni formák alapján fonatos medermintázatot mutat, jellegzetes folyóháttal a meder mindkét oldalán, valamint több folyami szigettel és elágazó mederrel (3.6. ábra). A vizsgált mederszakasz szélessége 2 km, jelenlegi átlagos mélysége 1 m, legmélyebb részen elérheti a 2 m-t is, esése 23 cm/km. Folyásirányban lefelé haladva a következő mintaterület (OH2), meanderező mintázatú. A mederszakasz esése 20 cm/km, szélessége 1100 m, jelenlegi átlagos mélysége pedig 2,2 m (3.6. ábra). A harmadik mintaterület (OH3) jellemzően meanderező mintázatú. A paleomedér, jelenlegi átlagos mélysége 3 m, szélessége pedig mintegy 600 m, esése 22,5 cm/km. Az orosházi paleomedér övzátöny soraiból származó OSL minták alapján a meder $12,4 \pm 2,1$ és $9,6 \pm 1,3$ ezer éve volt aktív (Kiss et al. 2012.; Sümeghy et al. 2013). A területen található meanderek felülnézeti paramétereiből a

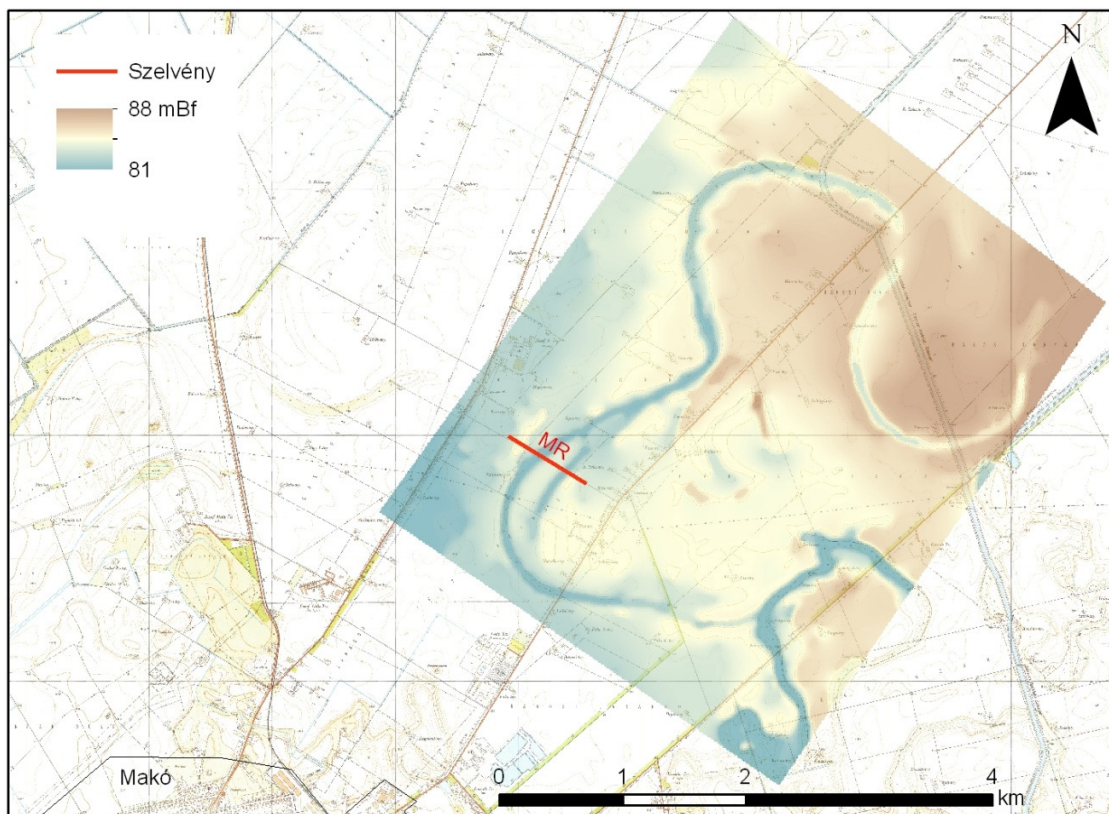
regionális vízhozam képletek alapján Sümeghy és Kiss (2012) $2500\text{m}^3/\text{s}$ mederkitöltő vízhozamot állapított meg.



3.6. ábra: Az orosházi paleomedér és formakince a topográfiai térkép (1:10000) alapján készített domborzatmodellen.

Makó-Rákos

A Makó-rákosi (MR) mintaterület a található legtávolabb a hordalékkúp csúcsától, 93,6 km. A felszíni formák alapján meanderező medermintázat jellemző rá (3.7. ábra). A vizsgált paleomedér átlagos szélessége 180 m, átlagos mélysége 1,5 m, a terület esése pedig hozzávetőleg 24 cm/km . Az OSL kormeghatározás alapján a Makó-rákosi meder korát $14,2 \pm 1,4$ ezer évesre becsületes (Kiss et al. 2012). Regionális érvényességű vízhozam képletek alapján Sümeghy és Kiss (2011) a paleomedér mederkitöltő vízhozamát $2200\text{ m}^3/\text{s}$ –nek határozták meg.



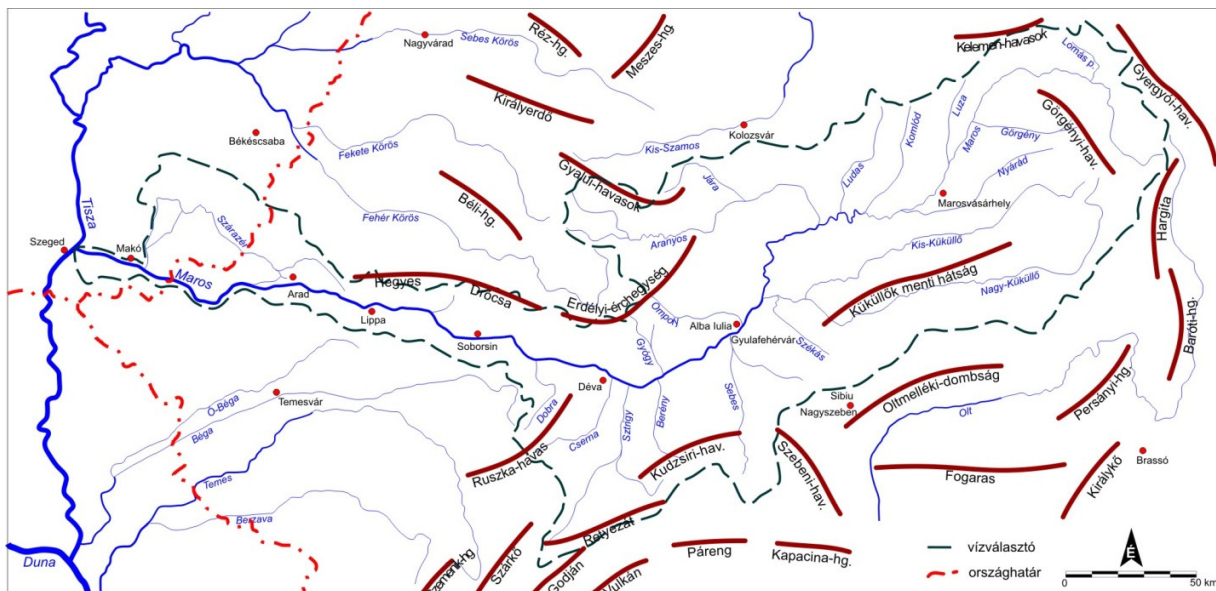
3.7. ábra: A makó-rákóczi paleomedér és formakincse a topográfiai térkép (1:10000) alapján készített domborzatmodellen.

3.3. A mai Maros hidrogeográfiája

A Maros a Tisza legnagyobb mellékfolyója, vízgyűjtőterülete hozzávetőleg 30.000 km² (Csoma 1975). A magyarországi szakasz vízgyűjtő területe 1185 km² nagyságú, míg a vízgyűjtő 92 %-a Romániában található (Andó 2002). A folyó hosszát tekintve, a Maros a forrástól Szegedig 769 km (Urdea et al. 2012). Ebből a síksági szakasz 172 km, Magyarországhoz tartozik teljes egészében 28,3 km, valamint 22 km a magyar-román határszakaszt képezi (Boga és Nováky 1986).

A Maros vízgyűjtő területének alakja összességében elnyúlt képet mutat (3.8. ábra), így a hegységekből lerohanó vizek a folyó hosszú völgyében az alföldi szakaszokra érve bizonyos fókig kiegyenlítődnek (Boga és Nováky 1986). A folyó vízgyűjtőjét határoló hegységek legmagasabb pontja a 2509 m Bf. magasságú Retyezát hegység Peleága csúcsa, míg legalacsonyabb pontja a torkolati szelvényben található 81 m Bf. magasságban (Boga és Nováky

1986). A Maros a Hargitán a Hagymás-hegység nyugati lejtőjénél, Marosfőnél (Izvorul Muresului) két forrásból, mintegy 850, illetve 1350 m Bf. magasságban ered.



3.8. ábra: A Maros vízgyűjtő területe (Udrea et al. 2012).

A 110 km hosszú Felső-Maros a Gyergyói-medencét átszelve a Görgényi havasok, a Hargita és a Gyergyói havasok között a Maros hévíz–Déda-szorosig jut. Esése nagy, a forrás és Disznajó között 369 cm/km (Török 1977), a vízgyűjtő e szakaszát vulkanikus kőzetek alkotják.

A második szakasz Dédától Gyulafehérvárig tart. Ez a Középső-Maros, 266 km hosszú, az Erdélyi-Mezőség és a Görgényi-havasok előhegyei, majd pedig az Erdélyi-Mezőség és a Küküllő-hátság között folytatódik. Helyenként a folyóvölgy 15 km-nél is szélesebb lehet, melyet elsősorban üledékes kőzetek építik fel. A Középső-Marosba torkollik két legnagyobb mellékfolyója az Aranyos és a Küküllő. A folyó esése ezen a szakaszon 50 cm/km (Andó 2002).

Gyulafehérvár és Lippa között, mintegy 225 km hosszan húzódik a harmadik szakasz, az Alsó-Maros. A harmadik szakasz a Szigethegység és a Déli-Kárpátok között található tektonikai vonal mentén található. A folyó Zámnál az Erdélyi-érchegység és a Ruszka-havas közötti szűkületbe ér, s viszonylag szűk völgyben halad Lippáig, ahol kilép a síkságra. A Maros esése a harmadik szakasz mentén 30 cm/km-re csökken az előző szakaszokhoz viszonyítva (Andó 2002).

Az alföldi Maros Lippától a torkolatig terjed 162 km hosszan, Esése már csak 20–10 cm/km, a vízfolyáshálózat sűrűsége elhanyagolható az előzőekhez képest, itt már csak a Száraz-ér táplálja (Boga és Nováky 1986).

A Marosra jellemző árhullámokat a vízgyűjtő alakja, felszínborítása, valamint a rövid, nagy esésű mellékfolyói befolyásolják (Török 1977). Két árhullám jellemzi a Maros vízjárását, a hóolvadáshoz közhető tavaszi (április), a lehulló csapadék által előidézett zöldár (júniusi) (Boga és Nováky 1986; Andó 2002). A legkisebb vízállások kora ősszel, általában októberben jelentkeznek. A vízügyi adatok alapján a makói vízmércénél mért eddigi legnagyobb vízállás 1970-ben ($Q_{\max} = 2420 \text{ m}^3/\text{s}$) volt, a legkisebb pedig 2003-ban ($Q_{\min} 31 \text{ m}^3/\text{s}$) (Sipos 2006).

Hordalékviszonyát tekintve a Maros annyi görgetett hordalékot szállít, mint a Duna Kisalföldi szakaszán (Török 1977, Andó 2002). A hegyvidéki nagy esésű részeken a folyó a görgetett hordalékának nagy részét feldolgozza, az alföldi részre főként a homok és durvahomok frakcióba eső hordalék érkezik (Csoma 1975). A deszki szelvényben végzett vizsgálatai alapján Bogárdi (1971) az évenkénti átlagos lebegtetett hordalék mennyiséget 8.300.000 t/évre, míg a görgetett hordalék mennyiséget 28 060 t/év értékre állapította meg.

3.4. A Maros síksági szakasza mentén történő antropogén beavatkozások

A vízrajzi és a katonai térképek alapján a Lipppa-Szeged közötti szakasz bonyolult rendszert alkotott a szabályozások előtt (Sipos 2006), folyóágakkal behálózott, mocsaras terület volt (Somogyi 2000). Már az 1700-as évek második felében készült térképeken fokozatosan feltűnnek a töltésépítések és szabályozási munkálatok nyomai a nagyobb települések közelében (Oroszi 2009). Hazánkban néhány kisebb beavatkozás után a XIX. század közepén kezdődött meg a folyók árterületének mezőgazdasági termelés számára történő elhódítása.

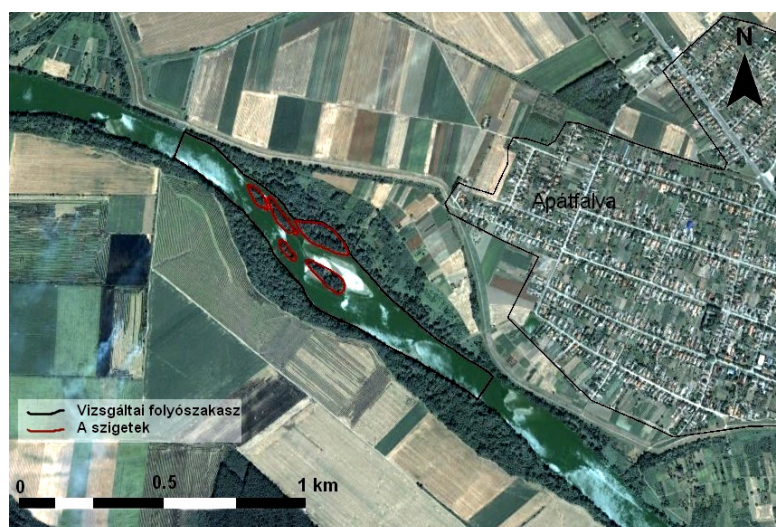
A középvízi-szabályozás a Maroson néhány átmetszéssel már a XVIII. század közepén megkezdődött (Lacay 1975). Az első nagyobb jelentőségű beavatkozás a folyó Makónál lévő egyik kanyarulatának átvágása volt 1754-ben. A tervszerű folyószabályozási munkálatok az 1840-es években kezdődtek a túlfejlett kanyarulatok átvágásával. Lippától a Maros torkolatáig 33 mederátmeteszést végeztek, így a folyó 260 km hosszú szakaszát 88 km-rel rövidítették meg. Hatására az esés duplájára nőtt, a meder bevágódott, 1 m körüli vízszintsüllyedések következtek be (Kvassay 1902, Lacay 1975, Somogyi 2000). A XIX. századi szabályzások óta megváltozott folyamatok miatt a meder lejtése és az energiája megnőtt (Török 1977). A Maroson 1929-től

1944-ig jelentősebb beavatkozás csak a makói híd környékén volt, nagyobb munkálatok a II. világháború után indultak el. Ma a torkolat-Makó közötti szakasz jelentős része szabályozottnak tekinthető, mint ahogy a 22 km határ menti szakaszt is a XIX. századi folyószabályozási munkálatok óta minimális mértékben érte emberi beavatkozás. A szabályozások hatására a nagy mennyiségű hordalékot szállító folyónak megnőtt a munkavégző képessége, ami a határszakaszon jelentős, bevágódást, illetve szélesedést (laterális eróziót) okozott (Sipos 2006).

3.5. Apátfalvi mintaterület

A recens fluviális formák és folyamatok vizsgálata a Maros folyó apátfalvi szakaszán történt. A vizsgálati terület a 33. fkm-nél helyezkedik el a Magyar-Román közös határszakaszon, Apátfalva mellett (3.9. ábra). A folyószakasz a korábbi vizsgálatok alapján dinamikusan változó és összetettebb morfológiával rendelkezik (Sipos 2006). Természetes állapotában meanderező, anasztomizáló medermintázatú, a szabályozások óta pedig, medertágulatok (nóduszok) jelentkeztek a kiegyenesített szakaszokon sekély meder és fonatos medermintázat jellemző rá, szigetekkel és zátonyokkal (Sipos és Kiss 2004).

A vizsgált folyószakasz hossza 1370 m, átlagos szélessége 130 m, a vizsgált folyószakaszon a legnagyobb szélessége pedig 250 m (3.9. ábra). A mintaterületen eddig végzett vizsgálatok alapján elmondható, hogy a szigetek és zátonyok fejlődése összetett (Sipos 2006). A vizsgálati területen öt sziget található, melyek a rajtuk megtelepedett vegetáció tekintetében stabil folyami formáknak tekinthetőek (Sipos 2006). A szigetek 10 m/év sebességgel vándorolnak, a végük erodálódik, az alsó pedig épül (Sipos et al. 2007). A szigetek fejlődése ciklikus, hol partba olvadnak, hol újak keletkeznek (Sipos és Kiss 2003).



3.9. ábra. Az Apátfalva melletti folyószakasz a Google Earth® felvételén (2013).

A területen számtalan zátony is található, melyek formálódása kisvízkor is folyamatos. Bár a zátonyok mozognak, vannak állandó zátonyképződési helyek, mint az apátfalvi szakaszon a náduszbán, a szigetek felett (3.10. ábra). Egy-egy jelentősebb árhullámot követően a zátonyképződési helyek megváltoznak (Kiss és Sipos 2007). A vizsgált folyószakaszon váltakozó oldalzátonyok, valamint mederközepi zátonyok helyezkednek el; a zátonyok előrehaladása akár 100 m lehet évente (Právetz és Sipos 2014). A mederanyag áthalmozódása pulzáló jelleget mutat, vagyis kisvíztől nagyvízig akkumuláció, míg nagyvíztől kisvízig erózió a jellemző. Az átlagos évi mederanyag áthalmozódás mértéke legalább 100-120 ezer m^3/fkm értékű (Sipos et al. 2012; Právetz 2013).

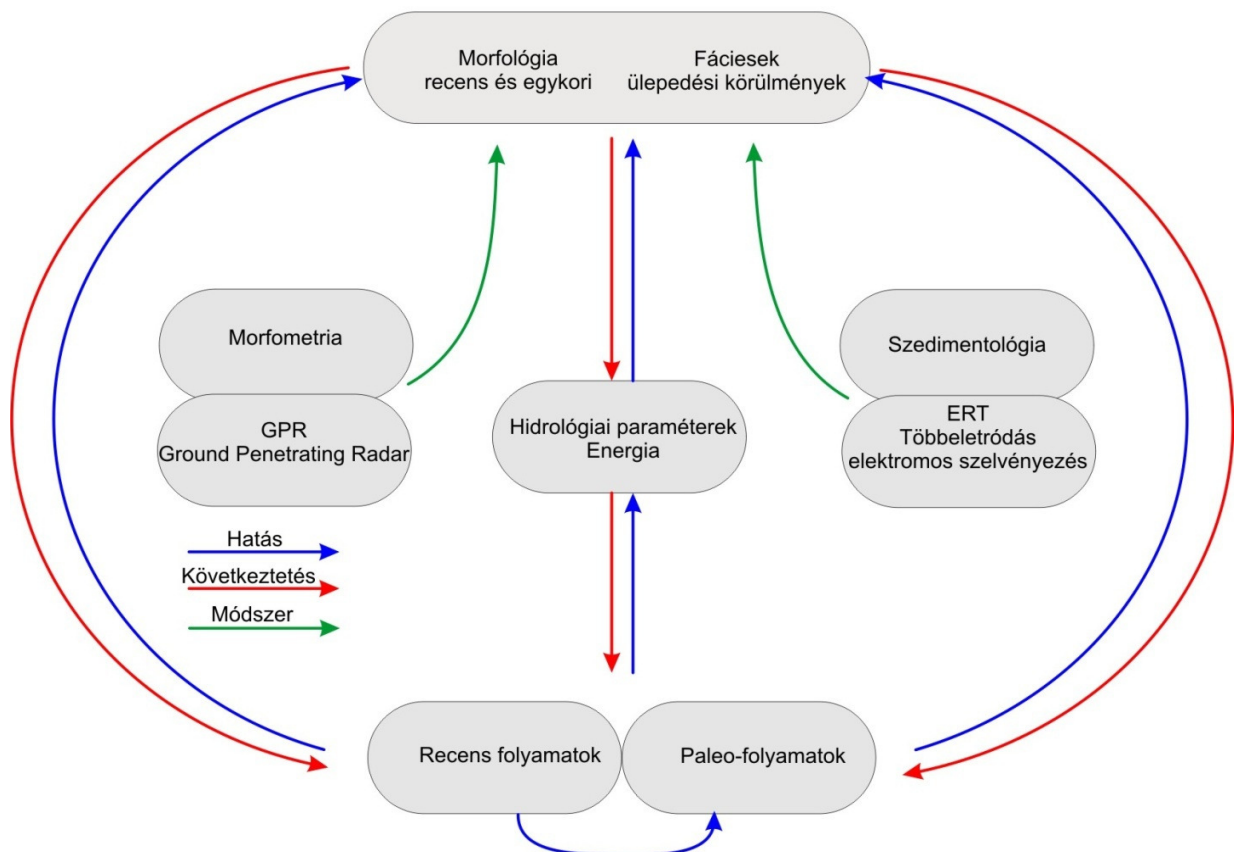


3.10. ábra. A zátonyképződési helyek a náduszbán Google Earth® felvételeken.

4. Módszerek

A fluviális formák és fáciesek paraméterei mérhetőek, meghatározhatóak; míg a fluviális rendszerben uralkodó folyamatok közvetlen vizsgálata sokszor nehézségekbe ütközik, ami különösen igaz az elhagyott medrek esetében. Ugyanakkor a megfigyelhető formák méretéből, az üledék összetételéből, a vízfolyás hidrológiai paramétereiből következtetni lehet az őket kialakító folyamat jellemzőire. Így a formák és folyamatok közötti összefüggés alapján mindamelett nemcsak pl. a sebesség, munkavégző képesség, hanem a fluviális rendszerben lejátszódó folyamatok is rekonstruálhatóak (4.1. ábra).

Kutatásom során a paleofluviális hidrológiai paramétereket és folyamatokat szedimentológiai és elektromos szelvényezéssel, míg a recens formákat morfológiai- és elektromágneses módszerek felhasználásával vizsgáltam. A formák, illetve fáciesek vizsgálata alapján következtettem az őket kialakító folyamatra, és a kialakulásuk, fejlődésük során uralkodó energiaviszonyokra (4.1. ábra).

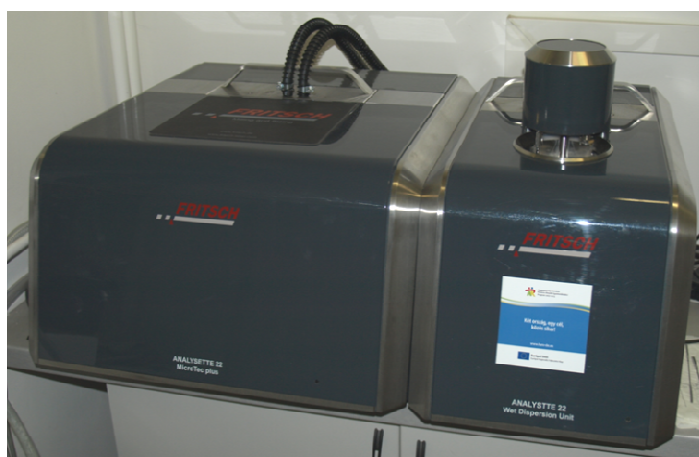


4.1. ábra. A kutatás során vizsgált tényezők kölcsönhatásai, és a vizsgálatok során alkalmazott kutatási módszerek.

4.1. Szemcseösszetételi vizsgálatok

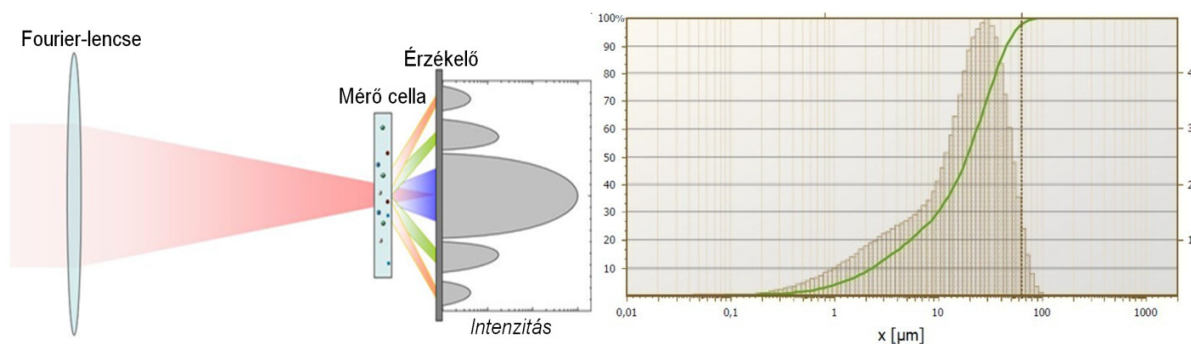
A szedimentológiai vizsgálatok alapját a szemcseösszetételi vizsgálatok képezték. A szemcseösszetételi vizsgálatokat megelőzően összehasonlító méréseket végeztem, különböző minta előkészítési technikákat alkalmazva ugyanazon fluviális mintákra, annak érdekében, hogy az előkezelés szükségességét és fajtáját meghatározzam.

A méréseket Fritsch Particle Sizer Analysette 22 MicroTec plus, műszerrel végeztem (4.2. ábra), mely két lineárisan polarizált He-Ne lézert használ; zöld ($\lambda=532$ nm, $P=7$ mW) és infravörös ($\lambda=940$ nm, $P=9$ mW) tartományokban. A műszer mérési tartománya 0,08-2000 μm , amely megegyezik a vizsgált fluviális üledékek szemcseméret tartományával. A mérés során a minták homogenizálása ultrahanggal történik ($f=36$ kHz, $P=60$ W). A szemcseméret eloszlás 108 csatornára lebontva lett meghatározva (Fritsch 2006).



4.2. ábra: Analysette 22 MicroTec plus lézeres szemcseösszetétel vizsgáló műszer.

A szemcseösszetétel lézeres módszerrel való meghatározásának alapja, hogy a mintát tartalmazó közegen lézersugarat bocsátunk át, melynek szóródása diffrakciós gyűrűket alkot az érzékelőn. E gyűrűk elhelyezkedése, mérete és egymástól való távolsága alapján meghatározható a szemcseméret eloszlása (4.3. ábra). Az érzékelőn kapott diffrakciós gyűrűk alapján két elmélet (Mie és Fraunhofer) szerint is meghatározható a mért minta szemcseösszetétele.



4.3. ábra: A lézeres szemcseösszetétel vizsgálat sematikus váza, valamint egy minta szemcseméret eloszlásának hisztogramja és kumulatív görbéje.

Azon szemcsék esetében, melyek mérete a lézer fény hullámhosszának hatszorosától kisebb, a Mie elmélet alkalmazható, figyelembe véve a mért minta optikai (refrakciós és abszorpciós) paramétereit (Stojanovic és Markovic 2012). A Fraunhofer elmélet tulajdonképpen a Mie elmélet egyik változata, de alkalmazásához nem szükségesek a minta optikai paraméterei. Az elmélet alkalmazható mindenfajta minta esetében, ha annak alkotó részecskéi nagyobbak, mint a lézer hullámhossza tízszerese ($d > 10 \lambda$) (Loizeau et al. 1994). Hátránya, hogy az elemzett minta szemcseösszetétele pontatlan, ha a részecskék átmérője kisebb, mint a használt fény hullámhosszának tízszerese ($d < 10 \lambda$) (Loizeau et al. 1994, Xu és Di Guida 2003), ezért az agyagfrakció ($< 2 \mu\text{m}$) meghatározása ezzel a módszerrel akadályba ütközhet (Di Stefano et al 2010, Kun et al 2013). Alkalmazása pontatlan eredmény ad nagyobb mennyiségű szerves, illetve karbonát tartalom mellett, mivel ezek az anyagok abszorbeálják a lézerfényt (Ferro és Mirabile 2009). Az eredményeket mindezen túl befolyásolja a szemcsék alakja, a szuszpenzió színe, az ásványi összetétele, a minta szerves anyag és karbonát tartalma, valamint az előkezelési eljárás típusa.

Az lézeres szemcseösszetétel meghatározása során feltételezett a gömb alakú szemcse (Konert és Vandenberghe 1998), irányultságuk a mérés folyamán véletlenszerű, előfordulhat, hogy az alakjuktól függően az áramlás határozza meg irányukat (De Vos 2001). A minta szerves anyag és karbonát tartalmának befolyásoló hatása, és eltávolításának szükségessége vitatott. Nagy szervesanyag-tartalmú ($\sim 7-8\%$) minták esetében indokoltnak tartott az előkezelés, mivel ez befolyásolja a szemcseméret-eloszlást (Di Stefano et al. 2010), ugyanakkor Beuselnick et al. (1998) arra a következtetésre jutottak, hogy alacsony szervesanyag-tartalom mellett szükségtelen az előkezelés, mivel a különböző módon előkezelt vagy kezelés nélküli mintáik

szemcseösszetételi eredményei erős korrelációt mutattak mindhárom főfrakcióban (agyag, iszap, homok).

A mintákat azon fluvialis formákból vettem, melyek a domborzat modell alapján is felismerhetőek voltak. A mintaterületeken 7 szelvényben, összesen 47 fúrást mélyítettem, melyeket 10 cm-ként mintáztam meg. Az Eijkelkamp kézi fúrók segítségével elért maximális mélység 5,40 m, a fúrások átlagos mélysége 2-3 m volt. Összesen 1382 darab minta szemcseösszetételét határoztam meg.

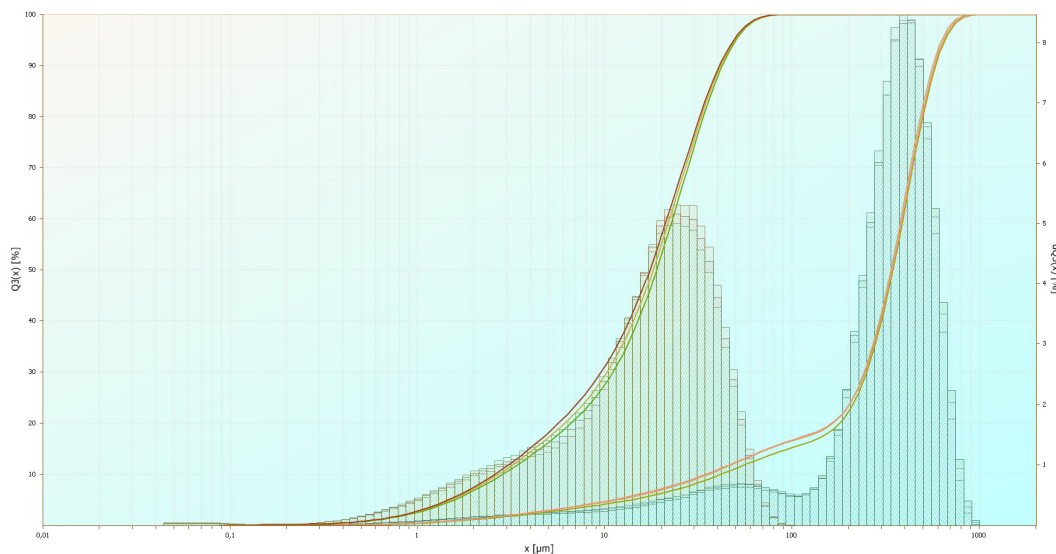
Az előkezelési eljárás szükségességének és fajtájának megállapítására fél méterenként vettünk mintákat (50 cm, 100 cm, 150 cm, 200 cm, 250 cm), melyek különböző módon lettek előkezelve (4.1. táblázat).

4.1 táblázat. A minták előkezelési módjai

Minta azonosítója	Előkezelési eljárás típusa	Az előkezelési eljárás hossza	Az ultrahangos fürdő hossza a mérés alatt
A	Előkezelés nélkül	-	60 s
B	Savazás (HCL)	24h	60 s
C	Savazás (HCl és H ₂ O ₂)	24h	60 s
D	Savazás (HCl és H ₂ O ₂)	A lejátszódó reakció időtartalma	60 s
E	-	-	120 s
F	-	-	180 s

A fizikai diszpergálás (ultrahang) Ryzak és Bieganski (2011) kiválthatja a kémiai diszpergálást, ugyanis azok egyenértékűnek tekinthetők. A különböző előkezelési módszerek megvizsgálása mellett meghatároztuk a szükséges ultrahangos fürdő hosszát is.

Az ultrahang romboló erejét kihasználva Kun et al. (2012) ultrahangfürdő alkalmazása közben 3 mérést végeztek, melyek közül az utolsó mérés eredményeképpen kapott szemcseméret eloszlás eleminek volt tekinthető. A kevés szervesanyagot tartalmazó minta első három mérése szinte teljesen megegyezett (4.4. ábra), 1-5 µm szórást tapasztaltak az átlagos szemcseméret eredményben (Kun et al 2013).



4.4. ábra. Szemcseösszetételi mérések eredménye: a minta szemcseméret eloszlásának hisztogramja és kumulatív görbéje az egymást követő három mérés után (Kun et al. 2013).

A szemcseösszetétel adatok elemzése, kiértékelése során első lépésben meghatároztam a hordalékkúpon gyűjtött minták szemcseméretének eloszlását, majd a minták szemcseméret eloszlásának statisztikus paramétereit: módozt, mediánt, szórást, valamint közepes szemcseátmérőt (Bérczi és Balogh 1991, Blott és Pye 2001).

A minták szemcseméret D_{50} (a szemcseméret eloszlás mediánértéke, amely azt fejezi ki, hogy a szemcsék 50%-a a megadott értéknél kisebb, ill. nagyobb), illetve D_{90} (az a szemcseméret, aminél a vizsgált minta 90 százaléka finomabb) értékének ugrásszerű változásából a jelenlegi felszín adottságait figyelembe véve határozhatóak meg az egykori medrek keresztmetszetei. A fluvialis környezetben Vis et al. (2010) szerint a D_{90} paraméter alkalmasabb az ülepítő közegek energiaviszonyai közötti különbségek kiemelésére.

A hordalékszállítás módjának meghatározásához CM-diagramokat szerkesztettem, melynek segítségével a hordalékanyag szállítási körülményeire lehetett következtetni (Passegga 1957, Bérczi és Balogh 1991).

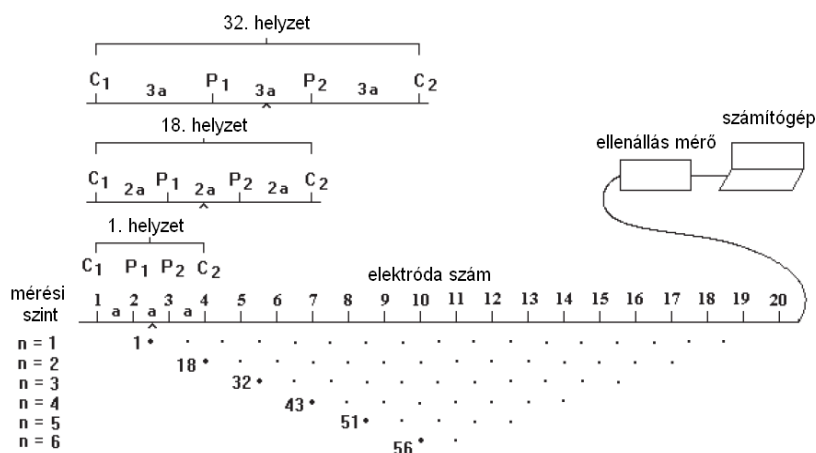
A szemcseösszetétel statisztikus paraméterek összefüggései alapján következtetni lehet a lerakódás körülményeire, valamint az ülepítő közeg mozgási energiájára így az üledékképződés körülményeire és a fáciesekre is. Az üledék fáciesek elkülönítésére a Folk és Ward (1957) által megadott kétváltozós (átlagos szemcseméret és osztályozottság) pontdiagramot használtam.

4.2. Geoelektromos vizsgálatok

A geoelektromos módszer segítségével feltérképezhető a különböző fajlagos ellenállással rendelkező közegek helyzete, illetve kiterjedése. A mérések célja a durvább szemcseösszetételű, homokos, aprókavicsos mederüledék azonosítása volt, mely alapján az egykori medrek átlagmélysége meghatározhatóvá vált. A geoelektromos kutatások azon alapszanak, hogy a kőzetek, üledékek különböző elektromos tulajdonságokkal rendelkeznek. Definíció szerint a fajlagos ellenállás a vizsgált anyagból készült, egy méter élhosszúságú kocka két szemben fekvő lapja között mérhető elektromos ellenállás (Telford et al 1990, Budó 1991, Reynolds 1997). A különböző üledékek fajlagos elektromos ellenállása a következő tényezőktől függ:

- az üledéket alkotó ásványok fajlagos ellenállásától,
- az üledéket alkotó szemcsék alakjától, méretétől,
- a közeg szerkezeti sajátosságaitól,
- a porozitástól,
- a nedvességtartalomtól,
- az oldott só minőségétől és koncentrációjától,
- a hőmérséklettől.

A geoelektromos módszerek tárháza igen széles; a mérés elvégezhető pontmérésként (vertikális elektromos szondázás), kétdimenziós szelvény mentén, vagy háromdimenziós területi mérésként. A paleomedrek keresztmetszeti paramétereinek megállapítása során 2D elektromos szelvényezést alkalmaztam. Méréseink során használt kétdimenziós szelvényezési módszer alapelve a négy ponton történő ellenállásmérés. Az áram- és a feszültségelektrodák helyének és távolságának változtatásával, feltérképezhető az adott terület ellenállás képe (4.5. ábra).



4.5. ábra Több-elektódás elektromos mérési sorozata és felépítése (Loke 2001).

A kijelölt szelvények Wenner alfa ($W\alpha$) elektróda elrendezéssel lettek felmérve (4.5. ábra). Ennek előnye -más elrendezésekkel szemben- hogy gyors, és kevésbé érzékeny a horizontális inhomogenitásra (Milsom 2003). A jobb felbontás és a nagyobb terület felmérése érdekében az elektródák közötti távolság mérésenként változtatható. A szelvényezés először a legkisebb elektróda távolsággal (a) történik, a következő szint mérésénél az elektródák közötti távolság $2a$ lesz és így tovább (4.5. ábra). Az elektromos szelvényezés a lehető legnagyobb elektróda távolságig (na) folytatódik.

Az áram effektív behatolási mélysége a C1-C2 elektródák közötti távolság felével egyezik meg, és a távolság növekedésével arányosan nő (Sharma 1997, Reynolds 1997, Telford et al. 1990). A horizontális felbontás az elektródák közötti távolságtól függ, míg a vertikális felbontás minden esetben csökken a mélységgel, hiszen a kapott pszeudo-ellenállás cellák mérete növekszik a mélységgel (Reynolds 1997, Telford et al. 1990, Rhett 2001)

A kétdimenziós elektromos szelvényezés (ERT) a PASI 16GS24N gyártmányú műszerrel 32 elektródát alkalmazva (4.6. ábra), valamint a GEOTOMO, MK8E1000 RES/IP/SP gyártmányú, 50 elektródás műszerrel történt. Geoelektromos szelvényezés során 6 egykori medrek keresztmetszetében, összesen 23 szelvény lett felmérve.



4.6. ábra PASI gyártmányú ERT műszer, valamint az ERT a szelvényezés közben.

A szelvények kiértékelése RES2DINV szoftverrel történt. Az adatfeldolgozás, vagyis a pszeudo-ellenállás szelvények meghatározása előtt fontos a hibás mérések kiszűrése. Az

inverziós modellek megépítésénél pedig igyekeztem az RMS (Root Mean Square) hibát is minimálisra csökkenteni, kizárva a modellből azokat a pontokat melyek nagy hibaértékekkel rendelkeztek. A 2D elektromos szelvény magasságpontjai az értelmezés előtt lettek megadva, ezzel összehasonlíthatóvá vált a szedimentológiai adatok alapján meghatározott jellemzőkkel. Továbbá különböző talajvíz szinteknél összehasonlítottam a szedimentológiai adatokat és a geoelektromos szelvényeket annak érdekében, hogy azonosítható legyen a mederüledék határa különböző nedvességviszonyok mellett.

4.3. Egykori medrekre jellemző hidrológiai paraméterek meghatározása

A keresztmetszeti paraméterek meghatározását követően az egykori medrek vízhozamát és energiaviszonyait is megvizsgáltam. A medrek egykori mederkitöltő vízhozamát számoltam ki, mely egyben a mederformáló vízhozam is (Schumm 1985). A paleomeder meghatározásánál a partok, folyóhátak jelenlegi, magasságát vettem figyelembe, és az így módon kapott mederparaméterek valamint a mederkitöltő vízhozamok minimálisnak tekinthetők.

Az egykori mederkitöltő vízhozam, valamint a meghatározott mederparaméterek alapján kiszámoltam az egykori vízfolyások mederkitöltő vízálláskor jellemző átlagos sebességét és fajlagos munkavégző képességét. A vízhozamok meghatározása a Manning képlet segítségével történt, mely a keresztmetszeti paramétereket, illetve a mederesést veszi figyelembe:

$$Q_b = \frac{A \cdot R^{2/3} \cdot s^{1/2} \cdot 1,49}{n} = \frac{w \cdot d^{5/6} \cdot s^{1/2} \cdot 1,49}{n} \left[\frac{m^3}{s} \right]$$

ahol:

- A – keresztmetszet területe,
- R – a nedvesített keresztmetszet kerülete,
- s – a meder esése,
- w – a meder szélessége,
- d – a meder mélysége,
- n – Manning féle érdességi paraméter.

A képlet alkalmazhatóságának egy feltétele van, miszerint a meder szélessége nagyságrenddel nagyobb kell legyen, mint a mélysége (Baker et al. 1988). A képletben szereplő érdességi paraméter értéke a természetes vízfolyások esetében 0,025-0,100 között változik (Charlton 2007). A természetes folyókra a következő képlettel határozható meg a Manning érdességi paramétere (Arcement és Schneider 1989);

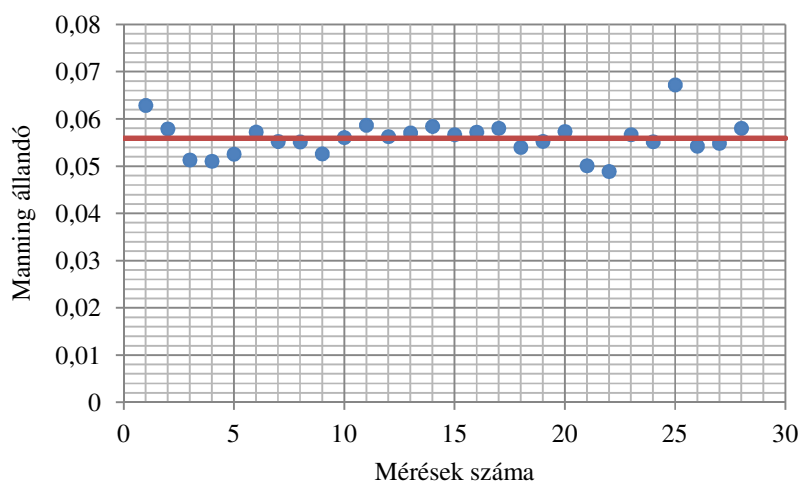
$$n = (n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) \cdot m$$

ahol:

- n_b - a meder anyaga és típusa,
- n_1 - a meder szabálytalanságának mértéke,

n₂ - változások a meder keresztmetszetében,
n₃ - akadályok jelenléte a mederben,
n₄ - vegetáció (növényzet típusa és sűrűsége),
m – kanyargóság mértéke.

Mivel a Manning érdességi paramétert elsősorban a meder anyaga, illetve a benne lévő formák határozzák meg, valamint az egykori és a mai Maros ilyen tekintetben nagyon hasonlóknak tekinthető, az érdességi paraméter átlagos értékét a recens adatok alapján határoztam meg. Ehhez a makói vízmércénél elvégzett vízhozammérések adatait vettem figyelembe 2000. február - november között (Sipos és Kiss 2004), mert ekkor meghatározásra kerültek a meder keresztmetszeti paraméterei is. A számítások alapján a mai Marosra jellemző érdességi értéke 0,056 (4.7. ábra) (Katona et al. 2012a).



4.7. ábra: A Manning érdességi paraméter különböző felmérések alkalmával, a vízszintes vonal jelzi az adatok átlagát (Katona et al. 2012a).

A mederkitöltő vízhozam mellett meghatároztam az egykori vízfolyások mederkitöltő vízállásnál jellemző sebességét is, melyet szintén a Manning képletből fejeztem ki:

$$v = \frac{Q_b}{A} = \frac{R^{2/3} \cdot s^{1/2} \cdot 1,49}{n} \left[\frac{m}{s} \right]$$

ahol:

Q_b – mederkitöltő vízhozam,
A – keresztmetszet területe,
R – a nedvesített keresztmetszet kerülete,
s – a meder esése,
n – Manning féle érdességi paraméter.

Az egykori medrek energiaviszonyinak rekonstruálásához meghatároztam még a fajlagos munkavégző képességet, az alábbi képlet alapján:

$$\omega = \frac{\rho \cdot g \cdot Q_b \cdot s}{w} \left[\frac{W}{m^2} \right]$$

ahol:

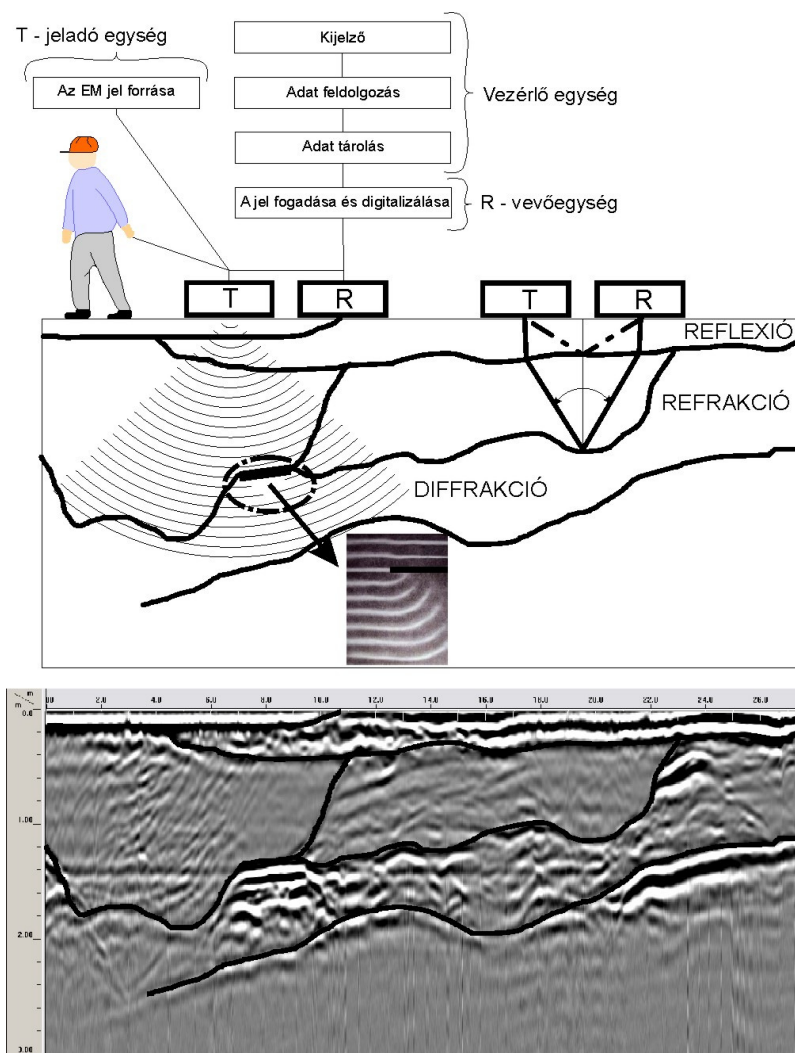
ρ – a víz sűrűsége (1000 kg/m³),
 g - gravitációs gyorsulás (9,81m/s²),
 Q_b – mederkitöltő vízhozam,
 s – a meder esése,
 w – a meder szélessége.

A számítások során figyelembe vettem a több szelvényben is, meghatározott keresztmetszeti paraméterek (szélesség, mélység) és esés szórását, és ezt hibaként beépítettem az eredményekbe (Taylor 1983).

4.4. A georadar alkalmazhatóságának vizsgálata

A folyóvízi környezetben végzett georadar mérések hazai és nemzetközi viszonylatban nem elterjedtek, így fontosnak tartottam a technika alkalmazhatóságának vizsgálatát. A vízen történt georadar mérés technika tesztelése során a vízmélység és az elektromágneses hullám mederanyagba történő behatolása közötti összefüggés, valamint különböző anyagokban jelentkező jelvesztesség meghatározható.

A georadar, mint sekély mélységű geofizikai módszer igen elterjedt a földtudományokban. Három fő részből áll; jeladó-, vevő- és vezérlőegység (4.8. ábra). A jeladó egység rövid, magas frekvenciájú elektromágneses impulzusokat bocsát ki, melyek a kibocsátott hullám természetének megfelelően visszaverődnek, megtörnek, szóródnak, miközben pl. interferencia, szuperpozíció, diszperzió, stb. lép fel (4.8. ábra) (Jol, 2009; Casa et al. 2000). A felszínre visszaérkező megváltozott hullám információt hordoz az őt ért hatásokról, melyet a georadar vevőegysége regisztrál. A regisztrált adat digitális formában rögzítésre kerül és in-situ is megtekinthető. Amikor az elektromágneses (EM) hullám két eltérő elektromágneses tulajdonsággal rendelkező közeg határára ér, akkor egy része visszaverődik, másik része a közegek határán megtörik és belép az új közegbe (4.8. ábra). A visszaverődés, azaz reflexió síkfelület esetén irányított, egyenlőtlen felületen pedig szórt.



4.8. ábra. A reflexió, refrakció, valamint a diffrakció sematikus képe a Maros medrében készült georadar szelvényen (Katona et al. 2013).

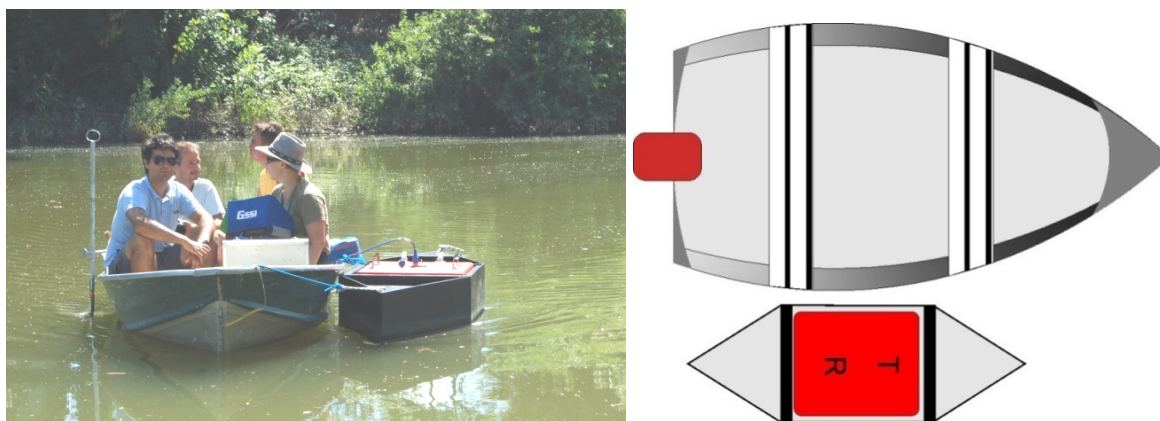
A georadar alkalmazhatóságát a fluvialis közegben a nedvességtartalom és az agyagtartalom befolyásolja (Dudley és Giffen 1999). Az elektromágneses hullám behatolási mélységét a két említett tényező csökkenti, ugyanakkor a nedvességtartalom növekedésével a közeg határáról visszavert hullám amplitúdója megnő (Asprion és Aigener 1998, Daniels 2004, Jol 2009; Fraden 2010). A georadar vízen való alkalmazhatóságának nagymértékben határt szab - antennától függetlenül - a víz elektromágneses tulajdonsága. A víz elektromágneses tulajdonságai miatt a georadar által kibocsájtott elektromágneses hullám terjedési sebessége kicsi, és a kibocsájtott elektromágneses jel nagyon gyorsan gyengül (Powers et al. 1999; Banks és Johnson 2011; Bates 2011). A hullám behatolási mélysége antenna, vagyis frekvenciafüggő. A korábbi

vizsgálatok alapján a behatolási mélység általában 2-5 m között lehet (Ruffel 2006; Arcone 2007; Banks és Johnson 2011).

Vizsgálataim során célom volt meghatározni különböző nedvességtartalom mellett felvett georadar szelvények közötti különbséget; a behatolási mélységet és a visszavert hullám erősségét illetően. A kutatás során az elektromágneses hullám jelveszteségét is meghatároztam a fluviális közegben eltérő iszap és agyagtartalom mellett.

A recens fluviális formák és folyamatok vizsgálata során GSSI gyártmányú 200 MHz-es, 270 MHz-es valamint Mala gyártmányú 50 MHz-es antenna lett használva. A georadar szelvények kiértékelése előtt először is statikus korrekciót alkalmaztam, mely a direkt, először visszaverődött hullám pontos pozíciójának meghatározását takarja. Ezek után sávszűrőt alkalmaztam, mely alsó határa az adó által kisugárzott névleges frekvencia harmada vagy ötöde, illetve a felső határa a névleges frekvencia háromszorosa vagy ötszöröse (Daniels, 2004, Jol, 2009). Az elektromágneses hullám behatolási mélységét sebesség analízissel határoztam meg.

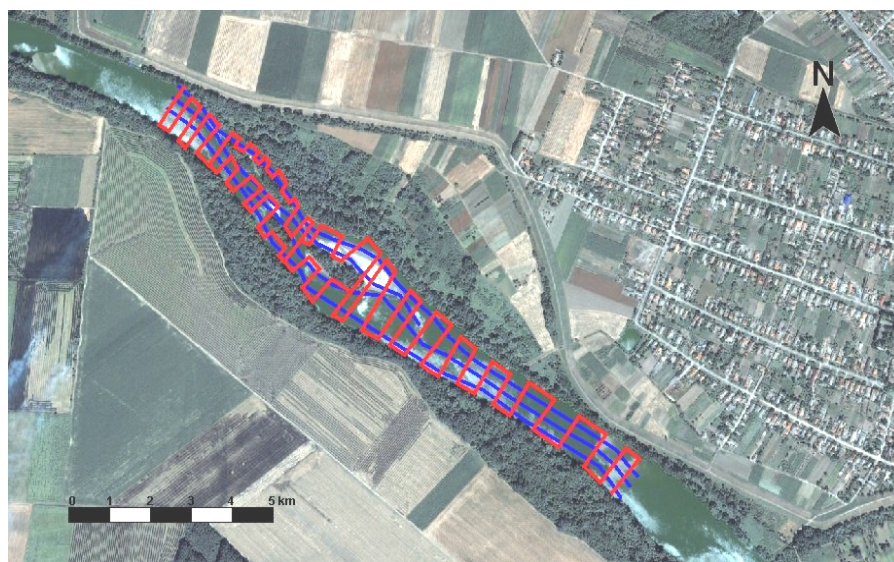
A georadar vízen történő hidromorfológiai tesztelését a Maros folyó apátfalvi szakaszán végeztem. A vizsgálat során a georadar antenna egy műanyag, erre a célra kifejlesztett hajóba lett elhelyezve (4.9. ábra).



4.9. ábra A folyón végzett georadar mérések 200 MHz-es antennával, és a vízi mérésekhez alkalmazott műanyag hajó idealizált ábrája (T- transmitter – leadó egység, R – receiver jelfogadó egység).

Az idősoros georadar méréseket motorcsónak segítségével kereszt- és hosszszelvények mentén vettem fel a kijelölt folyószakaszon (4.10. ábra). A mintaterületen a kereszt-szelvények úgy lettek kijelölve, hogy lehetőleg a folyó szélességének felénél ne legyenek nagyobb távolságra

egymástól, illetve illeszkedjenek a terület morfológiai felépítéséhez. A kereszt-szelvények átlagos távolsága 40 m. A hossz-szelvények felvételezése a sodorvonal mentén történt. A felmérések során (2012. jún., aug., okt., 2013. máj.) mindig ugyanazok a kereszt- és hossz-szelvények lettek felmérve, az adott vízszintnek megfelelően. A szelvények helyzetének meghatározása Topcon Hiper Pro RTK segítségével történt.



4.10. ábra: A 2013.07.21.-ei mérés szelvényei (piros vonal-kereszt-szelvények, kék vonal-hossz-szelvények) a Google Earth® felvételén Apátpalva közelében.

A vízi georadar felmérések során a szelvényeket, 200 MHz-es antennával, idő alapú méréssel vettem fel. A folyásiránnyal megegyező szelvényeken kimutatható a részletes medermorfológiai formák, vagyis a zátonyok és a dűnék pontos helyzete és mérete. A homokfodrok elkülönítését az alkalmazott technika nem teszi lehetővé, ugyanis a 200 MHz antenna által kibocsájtott elektromágneses jel hullámhossza nagyobb, mint a homokfodrok mérete, ezért azok nem azonosíthatók a szelvényeken.

A mederfenék vizsgálata során megállapítottam a hossz-szelvényekből a dűnék magassága és hossza, a kereszt-szelvényekből pedig a dűnék átlagos szélessége. A mérések alapján megállapítottam a dűnék méretei (magasság-hossz) közötti viszonyt. A vízmélység és a dűnék magassága közötti összefüggést is vizsgáltam különböző hidrológiai viszonyok mellett.

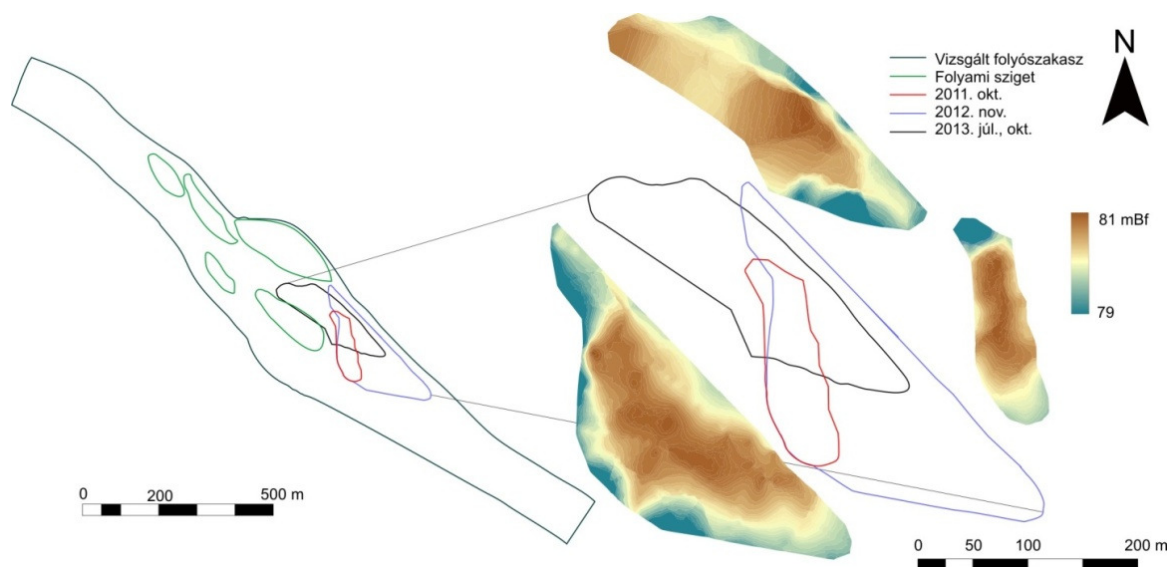
A vizsgált folyószakaszon található mederközei zátony vizsgálata során célom volt a fáciesek (radarfáciesek) lehatárolásán, és a zátony felépítésének megjelenítésén kívül a zátony időbeli fejlődésének rekonstrukciója.

A recens zátonyok felépítését, rétegződését a Maros folyó apátfalvi szakaszán vizsgáltam. A felmérés során 270 MHz-es antennát alkalmaztam távolság alapú mérésekkel (4.11. ábra). A zátonyon folyásiránynak megfelelően, és rá merőlegesen vettem fel 5-10 méterenként a szelvényeket, melyek kezdeti és végpontját GPS-el határoztam meg.



4.11. ábra: A zátony felmérése 270MHz-es antennával az apátfalvi mederszakasz náduszában.

A zátony felmérése három időszakban történt: 2011. okt., 2012. nov., 2013. okt., kisvízkor (4.12. ábra). A három év során közel 80 geodara szelvény lett készítve. A radar szelvények mellett a rekonstrukciója során figyelembe vettem még a zátonyok aktuális felszínét és térfogatát (Právetz 2012, Právetz és Sipos 2014)



4.12. ábra. A különböző időszakokban felmért zátony alakja és helyzete.

5. Eredmények

5.1. Paleohidrológiai rekonstrukció

A Maros hordalékkúpon vizsgált egykori medrek paleohidrológiai rekonstrukcióját szedimentológiai és geofizika módszerek alkalmazásával végeztem el. A szedimentológiai vizsgálatok során meghatároztam az egykori medrekéből vett minták lézeres szemcseösszetételét, majd a mederanyag mélysége alapján a paleomedrek keresztmetszetét. A sekély mélységű geofizikai mérések vagyis, a fajlagos elektromos ellenállás értékek alapján meghatároztam a mederanyag helyzetét, majd összehasonlítottam a szemcseösszetétel változás alapján kapott helyzettel. A mederkitöltő vízhozamot és az egykori energiaviszonyokat a meghatározott keresztmetszeti paraméterek alapján állapítottam meg.

5.1.1. A lézeres szemcseösszetételi vizsgálatok módszertani eredményei

A szemcseméret eloszlás meghatározásában használt lézeres módszer a megismételhetősége és pontossága miatt terjedt el, azonban a minták előkészítésére számos eljárás létezik, mely befolyásolhatja a szemcseösszetételi vizsgálat eredményét. Ezért kutatásom során különböző előkezelési módszereket hasonlítottam össze a pesaci (P) mintákon, mivel e minták igen nagy szemcseméretbeli eltérést mutattak a P6 furaton belül. A módszertani vizsgálat alapján határoztam meg a többi mintáknál alkalmazandó előkészítési eljárását.

Az előkezelések közötti különbségek a D_{10} , D_{50} és D_{90} értékek alapján lettek feltárva (5.1. táblázat). A mérések eredményei alapján elmondható, hogy az előkezelés nélküli **A** mintához viszonyítva, a savazott **B**, **C**, **D** minták (lásd: 4.1. Szemcseösszetételi vizsgálatok fejezet) szemcseméretbeli tartománya a durvább szemcseméret felé tolódott el (az eltérés 20-50 % közötti), mivel a HCl a karbonátokat, a H_2O_2 pedig a szerves anyagot roncsolja, nem. Ugyanakkor a savazás hossza is befolyásolta a minták szemcseösszetételét, a 24 órán keresztül savval kezelt **C** minta (lásd: 4.1. Szemcseösszetételi vizsgálatok fejezet) mutatta a legnagyobb mértékű szemcseméret csökkenést. Az ultrahangos kezelés szemcseméret csökkenést eredményezett (**E** és **F** minta - lásd: 4.1. Szemcseösszetételi vizsgálatok fejezet), mivel az ultrahang roncsolta a kötőanyagot, valamint a szemcsék felszínét bevonó anyagot is (5.1. táblázat). Ugyanakkor az ultrahangos fürdő különböző hossza (**E** minta - 120, **F** minta - 180 s lásd: 4.1. Szemcseösszetételi vizsgálatok fejezet) minimális, 1-10 % eltérést eredményezett a szemcseméret változásában.

5.1. táblázat. A P6 furatból származó minták szemcseméret eloszlása különböző előkezelési eljárás után.

	minta azonosítója	D ₁₀ μm	D ₅₀ μm	D ₉₀ μm	relatív eltérés (D ₅₀)	
P6/50 cm	A	3,45	20,83	43,72	-	
	B	6,67	36,00	85,52	27,17 %	
	C	9,01	33,62	71,69	38,59 %	
	D	5,53	25,48	54,01	22,32 %	
	E	2,57	18,57	42,34	10,86 %	
	F	2,58	17,41	40,95	16,41 %	
P6/100 cm	A	2,08	14,87	37,67	-	
	B	3,52	21,79	47,17	46,53 %	
	C	3,94	22,88	47,78	53,87 %	
	D	2,97	18,35	43,07	23,40 %	
	E	1,93	14,79	40,90	0,57 %	
	F	1,80	12,41	36,61	16,54 %	
P6/150 cm	A	2,89	21,4	53,05	-	
	B	4,13	25,43	61,64	18,83 %	
	C	5,66	31,79	141,29	48,55 %	
	D	3,78	22,99	54,1	7,43 %	
	E	2,30	18,86	46,68	11,86 %	
	F	2,94	26,71	50,66	24,82 %	
P6/200 cm	A	20,59	284,45	464,15	-	
	B	43,64	299,34	474,48	5,23 %	
	C	22,68	261,78	428,48	7,97 %	
	D	29,83	265,43	448,30	6,68 %	
	E	19,81	265,39	442,04	6,70 %	
	F	23,39	288,67	480,62	1,48 %	
P6/250 cm	A	31,09	307,79	513,00	-	
	B	30,08	291,23	481,56	5,38 %	
	C	36,47	296,79	475,46	3,57 %	
	D	32,00	297,71	509,74	3,27 %	
	E	29,55	300,97	525,74	2,21 %	
	F	34,46	342,33	577,018	11,22 %	

Az **A** kezeletlen minták D_{10} , D_{50} és D_{90} értékeit összehasonlítva a különböző előkezelési eljárásoknak alávetett minták azonos paramétereivel kitűntik, hogy a legnagyobb relatív különbséget a **B** illetve **C** minták adták (5.1. táblázat). A legnagyobb relatív eltérés a furat felső (50, 100, 150 cm), finomabb szemcseösszetételű iszapos-agyagos minták esetében ~50%-ot is, míg a mélyebbről származó, homokosabb mintáknál átlagban ~7 %-os volt a relatív eltérés. Az ultrahangos és a savas előkezelés eltérő szemcseméret eloszlást eredményezett, ami nem támasztja alá Ryzak és Bieganski (2011) megállapítását, miszerint a fizikai diszpergálás (ultrahangos kezelés) kiválthatja a kémiai diszpergálást (savazás) (5.1. táblázat).

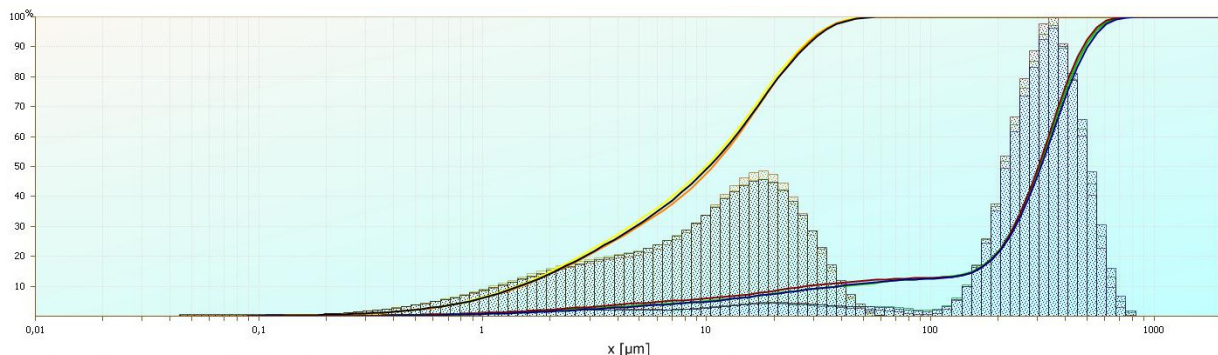
A szemcseösszetétel meghatározása során ugyanazon beállítások mellett, három egymást követő mérést végeztem, a reprodukálhatóság megállapítására. A három mérés eredményét a jellegzetes $D_{5-10-25-50-75-90-99}$ alapján hasonlítottam össze. A 100 cm-ről származó minta esetében a három mérése között <5,4 %-os, 0,01-0,94 μm -os szemcseösszetétel eltérés (bizonytalanság) volt kimutatható a vizsgált paraméterek között (5.2. táblázat). A 200 cm-ről származó minta esetében a D_5 és D_{10} paraméterek alapján ~25 % hiba jelentkezett, míg a durvább frakcióban <2 %. Ugyanakkor a finom frakcióban jelentkezett magasabb eltérés 0,76 μm , illetve 5 μm , míg a minta durva frakciójában az eltérés ~14 μm , ami a 6-660 μm szemcseméret tartományt felölelő minta esetében elenyészőnek bizonyul (5.2. táblázat).

5.2. táblázat: A különböző mélységekről származó minták szemcseméret értékei

	100 cm-ről származó minta			Átlag [μm]	200 cm-ről származó minta			Átlag [μm]
	1. mérés	2. mérés	3. mérés		1. mérés	2. mérés	3. mérés	
D_5 (μm)	0,86	0,86	0,84	0.85±0.01	8,74	9,65	6,69	8.36±1.24
D_{10} (μm)	1,47	1,46	1,41	1.45±0.03	32,25	39,41	27,96	33.21±4.72
D_{25} (μm)	3,83	3,73	3,53	3.70±0.12	217,01	215,21	215,71	215.98±0.76
D_{50} (μm)	10,67	10,25	9,86	10.26±0.33	309,64	306,28	303,44	306.45±2.53
D_{75} (μm)	18,90	18,84	18,27	18.67±0.28	405,57	401,53	394,64	400.58±4.51
D_{90} (μm)	27,11	27,51	26,55	27.06±0.39	497,76	493,14	481,78	490.89±6.71
D_{95} (μm)	32,39	33,11	31,79	32.43±0.54	553,40	548,65	534,69	545.58±7.94
D_{99} (μm)	42,27	43,81	41,55	42.54±0.94	662,44	656,25	630,20	649.63±13.97

A fent bemutatott vizsgálat alapján elmondható, hogy a fluvialis közegből származó minták lézeres szemcseösszetétel meghatározásához fontos az előkezelési eljárás alkalmazása. Az előkezelési eljárás során a karbonát, illetve a szervesanyag-tartalom eltávolításához szükséges a

24 órán át tartó savas kezelés (10 %-os HCl és H₂O₂). Az elemi szemcseméret meghatározásához elegendő a 60 másodpercig tartó ultrahangos fürdő a mérés közben. A lézer diffrakciós elven működő módszer alkalmazásakor a mérések jól reprodukálhatóak (5.1. ábra). A minták három egymást követő mérése során átlagban 1-5 µm szórás jelentkezik a D₅₀ értéket vizsgálva.



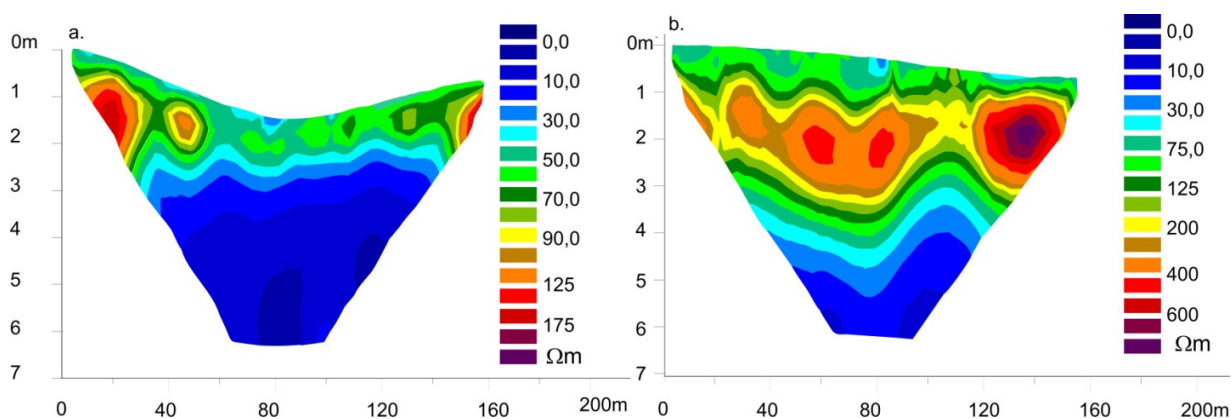
5.1. ábra. A 100 illetve 200 cm-ről származó minták szemcseméret eloszlásának hisztogramja és kumulatív görbéje az egymást követő három mérés után.

5.1.2. A többelektródás szelvényezés módszertani eredményei

A többelektródás szelvényezéssel az egykori medrek szélessége és mélysége került meghatározásra, valamint az elektromos szelvények és a szemcseösszetétel vizsgálatok alapján megszerkesztett keresztzelvények összehasonlítása. A hordalékkúpon megvizsgált elhagyott medrek fajlagos elektromos ellenállás értékei összehasonlításán túl megvizsgáltam a talajvíz, illetve a száraz felszínközeli üledék hatását is.

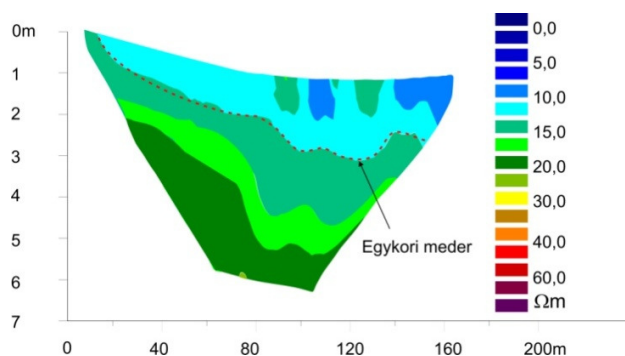
Az eredmények alapján elmondható, hogy a magas fajlagos elektromos ellenállás értékek főleg durva-közepes szemcseméretű konszolidálatlan üledéket jellemeznek a vizsgált szelvényeken, hasonlóan Bersezio et al. (2007) eredményeihez. Az elektromos ellenállás szelvényezéssel kimutatható volt a talajvízszint felett található üledékek szelvény menti változása (5.2. ábra). A felszín, illetve a közvetlen közelében található magasabb fajlagos ellenállással rendelkező üledékek hatása miatt az ERT szelvények alsó részeiben nem lehet elkülöníteni a különböző rétegeket (5.2. ábra). A felszín közeli részekben található nagyobb ellenállású rétegek hatása a talajvízszintig volt azonosítható. A talajvízszint alatt levő üledékek elkülönítése nehézségekbe ütközik, mivel nagymértékben lecsökken a kapott fajlagos elektromos ellenállás érték.

A fúrások alapján meghatározott mederüledék helyzete és a talajvízszint alapján három eset különböztethető meg. Az 5.2 /a. ábrán látható szelvényben a mederüledék a talajvízszint alatt van és jelenlétét a kis fajlagos elektromos ellenállású ($\sim 20 \Omega\text{m}$), vízzel telített térrész jelzi. Az 5.2 /b. ábra esetében a durva mederüledék ($\sim 400 \Omega\text{m}$) jól elkülöníthető a felette lévő finom szemcsés üledéktől ($\sim 100 \Omega\text{m}$) a fajlagos elektromos ellenállás érték relatív növekedése alapján.



5.2. ábra. A fajlagos elektromos ellenállás értékek változása; a mederüledék a talajvízszint alatt található (a), valamint a felszín közeli térrészen azonosítható a vizsgált mederanyag (b).

A harmadik esetben a mért szelvény mentén vizsgált közeg teljesen telített volt, ezért a vizsgált üledékek határai jól kimutathatóak voltak. Az egykori meder mederanyaga ($\sim 15 \Omega\text{m}$) és az utólagos feltöltődés ($\sim 10 \Omega\text{m}$) közötti határt, a fajlagos elektromos ellenállás növekedésével lehetett meghatározni (5.3 ábra).



5.3. ábra. A vízzel telített különböző szemcseösszetételű üledékek közötti határ kimutathatósága, az ERT mérések alapján.

Összességében jól látható, hogy talajvíz jelenléte nagymértékben befolyásolja az ERT szelvényeken kapott fajlagos elektromos ellenállás értékeket. A talajvízszint felett és alatt

található hasonló paraméterekkel rendelkező üledék fajlagos elektromos ellenállás értéke akár ötödére is csökkenhet, mely megegyezik Saad et al. (2012) megállapításával, ugyanakkor a fluvialis közegben a telített térrész is jelezheti a rétegek közötti határt.

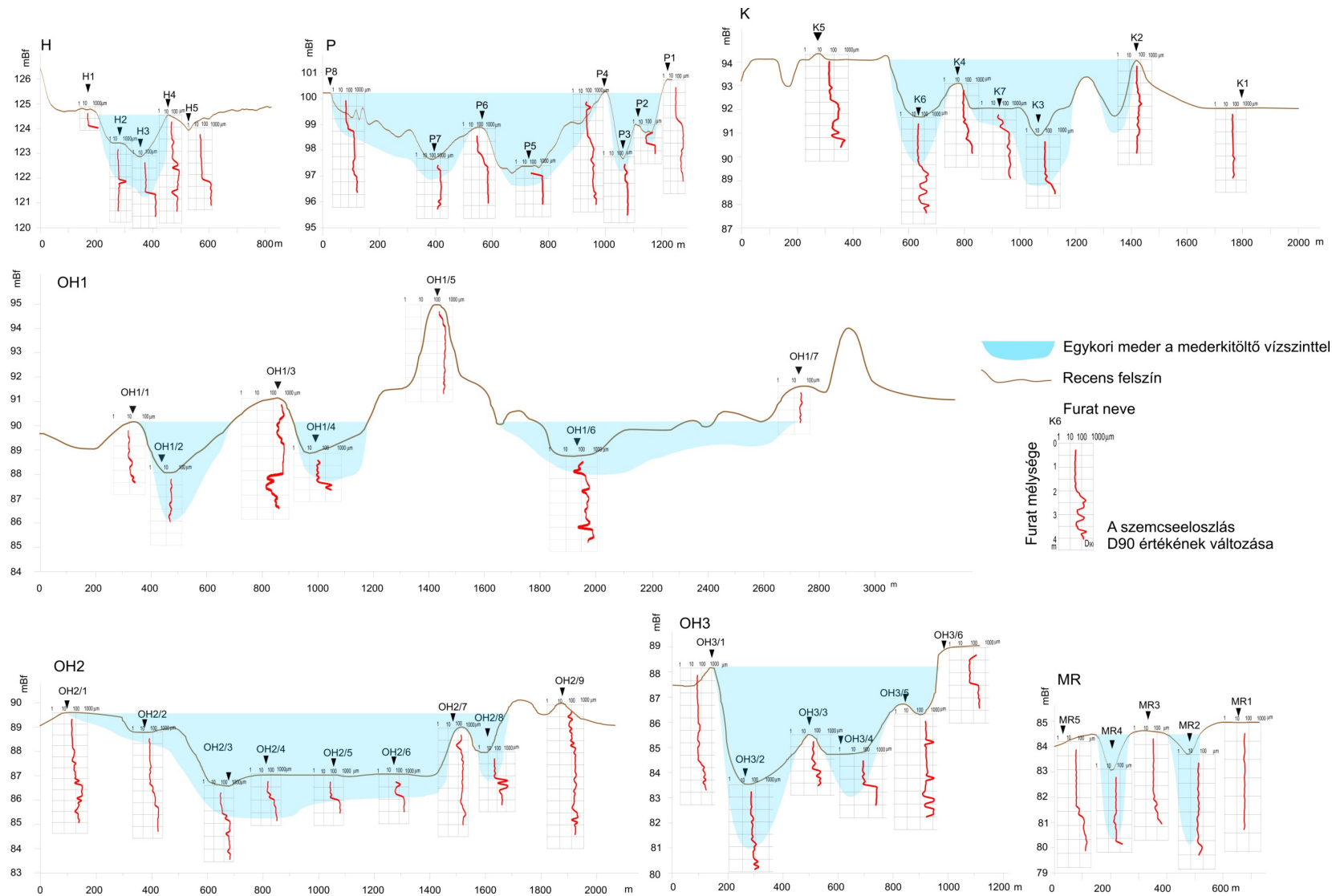
5.1.3. A vizsgált paleomedrek egykori keresztmetszeti és hidrológiai paramétereinek meghatározása

A Maros hordalékkúpján vizsgált paleomedrek egykori keresztmetszete a fúrásokból származó minták D_{90} -es érték ugrásszerű változása, valamint az ERT szelvények alapján került meghatározásra. A keresztmetszeti paraméterek segítségével további hidrológiai mutatót számoltam ki, mint a mederkitöltő vízhozam, az átlagos vízsebesség és a fajlagos munkavégző-képesség. A mederkitöltő vízszint meghatározásakor a folyóhát jelenlegi magasságát vettem alapul, így a minimális mederkitöltő keresztmetszet és a vízhozam lett meghatározva (5.4. ábra).

A vizsgált paleomedrek keresztmetszeti paraméterei, valamint a meghatározott meder esések széles intervallumban mozgtak. A paleomedrek esését a hordalékkúpi helyzetük befolyásolta, a hordalékkúp csúcsához közeli H jelű paleomedrek esése nem éri el a 20 cm/km-es értéket, a hordalékkúp középső részén található medrek (P, K) esése nagyobb 40-50 cm/km, míg a peremi részen található elhagyott medrek esése 20 cm/km körüli (OH1, OH2, OH3 és MR).

A szemcseösszetételi vizsgálatok alapján meghatározott paleomedrek átlag mélysége 1,85-4,22 m között mozgott. Az Orosháza közelében található paleomedrek (OH1, OH2), valamint a Pesac (P) határában található elhagyott medrek szélessége közel 1 km volt. Az OH3 és a K meder 0,5 km átlagos szélességgel bírtak, míg a hordalékkúp csúcsán (H), és a peremén (MR) található meanderező mintázatú paleomedrek mindössze 200 m szélesek voltak.

Az egykori medrek szélesség - mélység arányát, a vizsgált medrek esetében a kapott érték a meanderező (60-130) és a fonatos mintázatú (230-500) medrek esetében is magasabbak mint a Rosgen (1994) által meghatározott értékek (fonatos >40, meanderező 12-40) (5.3. táblázat). Elmondható tehát, hogy a vizsgált paleomedrek igen szélesek és viszonylag sekélyek voltak. A széles és sekély medrek feltehetően a partok instabilitásának, a nagyobb vízhozamnak és a munkavégző-képességnek tulajdonítható, valamint a magasabb hordalékhozam miatt alakulhattak ki. Feltehetően a medrek formálódása során a nagy hordalékmenyiség nem volt összhangban a folyó kapacitásával, az így kialakult sekély és széles folyók esetében a kapott mederkitöltő vízhozam nem egyezik meg a regionális képletekkel számolt, várható vízhozammal (Katona et al. 2012b).



5.4. ábra. A hordalékkúpon vizsgált elhagyott medrek egykori keresztmetszete a szemcseösszetételi eredmények alapján.

A keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott vízhozam értékek 330 és 2700 m³/s között mozogtak (5.3. táblázat). A meanderező medermintázattal rendelkező paleomedrek (H, MR) kisebb, míg a fonatos (K, P, OH) nagyobb 2000 m³/s mederkitöltő vízhozammal rendelkeztek. A mederkitöltő vízállás esetén az átlagos sebessége 0,56-0,98 m/s, a fajlagos munkavégző képesség értéke pedig 2,91-13,85 W/m² között volt.

5.3. táblázat. A vizsgált paleomedrek keresztmetszeti paraméterei és hidrológiai jellemzői.

Mintaterület	H	P	K	OH1	OH2	OH3	MR
Medermintázat	meanderező	Fonatos	fonatos	fonatos	átmeneti	meanderező	meanderező
Átlagos meder szélessége w-[m]	210±35	870±260	620±210	925±140	1120±240	560±220	180±30
Átlagos medermélysége d-[m]	2,38±0,7	2,19±0,8	2,69±1,4	1,85±0,75	2,7±1,13	4,22±1,7	3,075±0,9
Szélesség/mélység arány	90±17	400±190	230±140	500±150	415±195	130±75	60±20
Keresztmetszet területe A-[m²]	590	2380	2530	1711	3025	3310	640
Meder esése s_c-[cm/km]	18,9±0,8	51,43±8,4	46,3±2,7	23,2±0,4	20,3±0,3	22,5±1,01	24,2±0,4
Átlagsebesség v-[m/s]	0,56	0,79	0,98	0,85	0,73	0,87	0,63
Mederkitöltő vízhozam Q-[m³/s]	330±10	1970±290	1890±150	2695±830	2220±640	2445±645	500±50
Fajlagos munkavégző-képesség ω-[W/m²]	2,91	11,42	13,85	6,63	3,95	9,64	6,60

A meghatározott fajlagos munkavégző képességek alapján két meder (K, P) kivételével alacsonyabb értékkel jellemezhetőek, mint a recens Maros apátfalvi szakasza (10,77 W/m², Sipos, 2006), tehát Fryirs és Brierley (2013) szerint stabil állandó mederrel rendelkeztek (ω<10 W/m²). A Kövegy (K) és Pesac (P) közelében található paleomedrek fajlagos munkavégző-képessége (~ 11-13 W/m²), kisebb mértékben meghaladja az előbb említett 10 W/m² értéket, viszont nem közelíti meg a ω=35 W/m² értéket, mely a folyómeder instabilitásának határértéke (Fryirs és Brierley 2013).

A mederkitöltő vízhozam meghatározása a keresztmetszeti paramétereken kívül a felülnézeti paraméterek alapján, regionális vízhozam képletekkel is meg lehet határozni. A hordalékkúpon található meanderező mintázatú medrekre Sümeghy és Kiss (2011), illetve Kiss et

al. (2014) meghatározta a mederkitöltő vízhozamot a felülnézeti paraméterek alapján (5.4. táblázat).

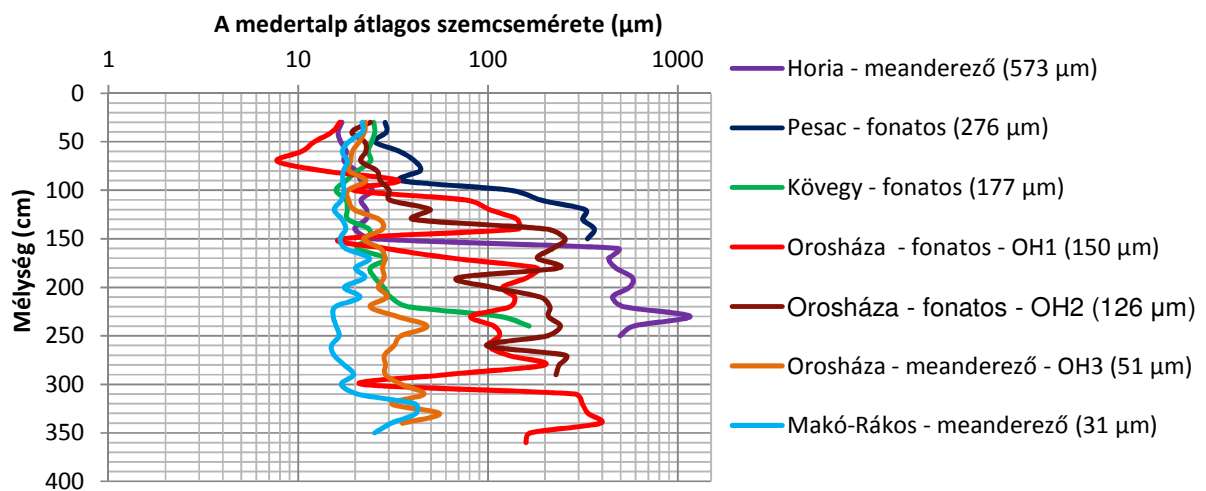
A felülnézeti illetve keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott mederkitöltő vízhozamokat összevetve látható, hogy az Orosháza határában található paleomedrek (OH1, 2, 3) esetében a meghatározott mederkitöltő vízhozam értékek a hasonlóak, de ez nem mondható el a meanderező H és MR jelű elhagyott medrekről (5.4. táblázat).

5.4. táblázat. A keresztmetszeti paraméterek és a regionális vízhozam képlet alapján meghatározott mederkitöltő vízhozamok összehasonlítása.

Mintaterület	H	P	K	OH1	OH2	OH3	MR
Medermintázat	meanderező	Fonatos	fonatos	Fonatos	átmeneti	meanderező	Meanderező
Manning képlet alapján (m ³ /s)	330±10	1970±290	1890±150	2695±830	2220±640	2445±645	500±50
Regionális vízhozam képlet (m ³ /s) (Kiss et al. 2014)	2000	-	-	2600-2700			2220

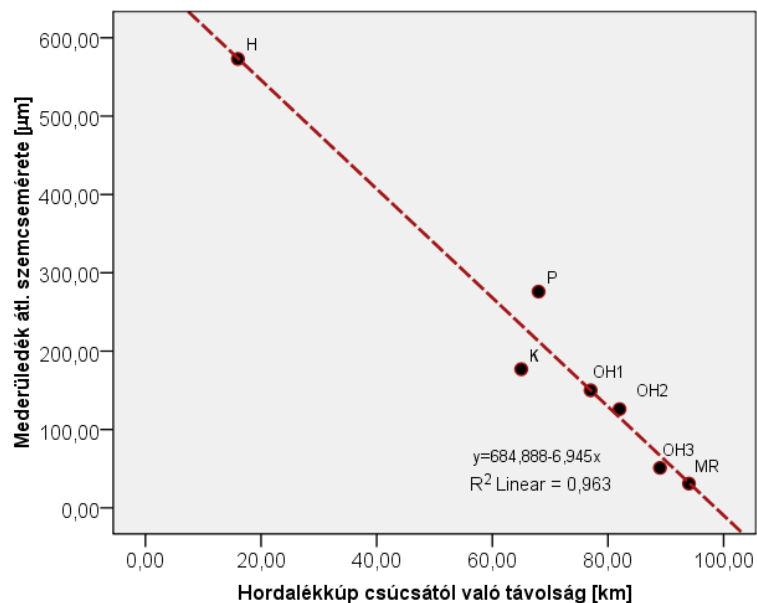
A felülnézeti és a keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott vízhozam közötti különbségek lehetséges oka, hogy a felülnézeti paraméterek nem csak a vízhozamtól, hanem az eséstől, a part anyagától és a hordalék minőségétől is függnnek, ezért ezek figyelembe vétele nélkül számított vízhozamok a valóstól számottevően eltérő értékeket eredményezhetnek (Gábris 1986). A megvizsgált meanderező medrek szélesek és sekélyek voltak ($w/d > 60$), ez által a felülnézeti paraméterek alapján meghatározott vízhozamok magasabb értékekkel bírhatnak.

A sodorvonalból származó mederanyag átlagos szemcsemérete 573 és 31 μm között ingadozott (5.5. ábra). Az átlagos szemcseméret a hordalékkúp csúcsától távolodva csökken. A vizsgált paleomedrek mederüledékének átlagos szemcsemérete és a hordalékkúp csúcsától mért távolság között lineáris összefüggés mutatható ki. A korrelációs együttható értéke nem mérhető, mivel csak hét paleomedrek mintáit hasonlítottam össze, viszont az összefüggés a két adatsor között egyértelmű. (5.6. ábra).



5.5. ábra. A paleomedrek sodorvonalának átlagos szemcsemérete.

A mederüledék és az utólagos feltöltődés közötti határ a jellemzően durvább mederüledékekkel jellemzett paleomedrek (Pesac, Horia, Kövegy, Orosháza) esetében jól kimutatható (5.5. ábra). A szemcseméretbeli eltérés a két üledéktípusátlagos D_{50} értékei között Pesac esetében $\sim 250 \mu\text{m}$, az orosházi (OH1, OH2) medrek esetében $\sim 200 \mu\text{m}$, a kövegyi (K) medernél $\sim 80 \mu\text{m}$, míg a legnagyobb eltérés az utólagos feltöltődés és a mederanyag szemcsemérete között a horiai (H) meder esetében volt tapasztalható ($\sim 500 \mu\text{m}$). Ugyanakkor orosházi (OH3) és a makó-rákosi (MR) meder esetében is a kimutatható mederüledék és az utólagos feltöltődés közötti határ, viszont ezek esetében kisebb az eltérés (20-30 μm) (5.5. ábra).



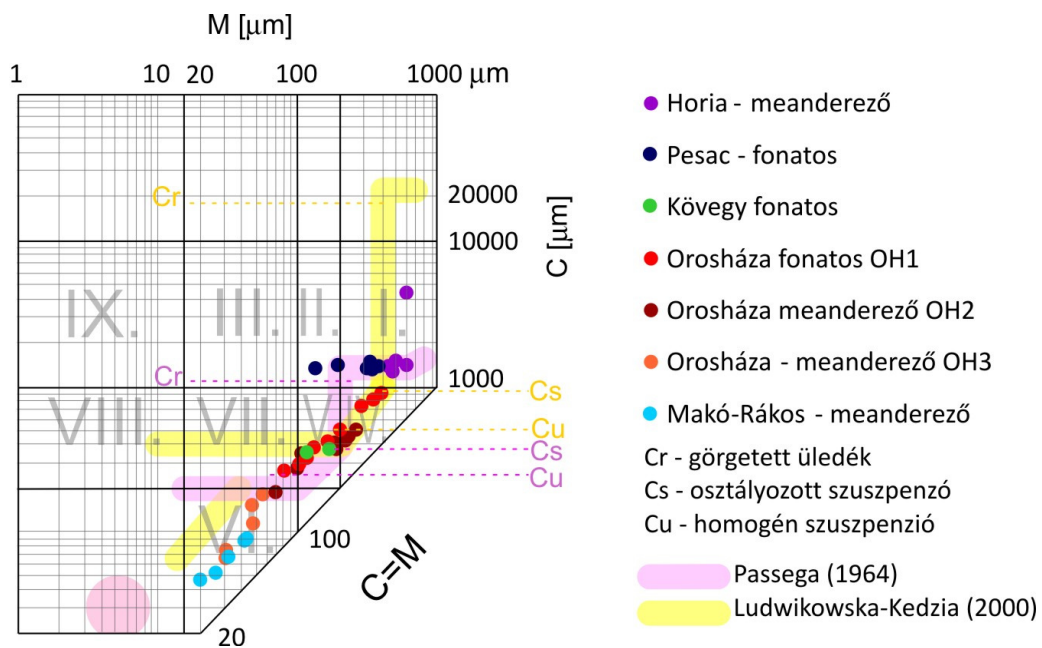
5.6. ábra. A mederüledék átlagos szemcsemérete és a hordalékkúp csúcsától mért távolság közötti összefüggés.

Az utólagos feltöltődés mértéke mintaterületenként eltérő (5.5. táblázat). A kövegyi és makó-rákosi paleomederek esetében a legnagyobb (2,1-2,2 m), az orosházi és a horiai medrek esetében 1,2-1,5 m között volt. Az utólagos feltöltődés mértéke a pesaci meder esetében a legcsekélyebb (0,9 m). A Kiss et al. (2012) által meghatározott OSL korok és az utólagos feltöltődés mértéke között nem volt mutatható ki a mintaszámnak megfelelő összefüggés, viszont látható, hogy a feltöltődés mértéke nem a hordalékkúpi helyzettől, hanem a paleomederek korától függ.

5.5. táblázat. A vizsgált paleomedrek utólagos feltöltődésének mértéke, a hordalékkúp csúcsától mért távolsága és kora

Mintavételi hely		Az utólagos feltöltődés mértéke	A hordalékkúp csúcsától mért távolság	OSL kor (x1000 év) (Kiss et al 2012)
Horia (H)		1,5 m	16 km	8,0±1,1
Pesac (P)		0,9 m	68 km	7,1±1,0
Kövegy (K)		2,2 m	65 km	15,5±2,0
Orosháza	(OH1)	1,2 m	77 km	12,4±2,1
	(OH2)	1,3 m	82 km	11,5±1,9
	(OH3)	1,3 m	89 km	9,6±1,3
Makó-Rákosi (MR)		2.1 m	94km	16,3±1,9 14,2±1,4 13,3±1,4

A mederanyag szállítási módjának meghatározására a CM diagramot szerkesztettem. A hordalékkúpon kiválasztott paleomedrek esetében a mederanyagok helyzete a CM diagramon meglehetősen különböző. A horiai és a pesaci paleomederek esetében a mederanyag az **I.**, illetve a **II.** mezőben található, a Passega (1964) által megadott *Cr* (görgetett üledék) értékhatár felett helyezkednek el. A meghatározott osztályok és értékhatárok szerint a horiai (H) mederüledék görgetve szállítódott, a pesaci (P) mederanyag görgetett, illetve fenék-szuszpenzióból származó üledéket tartalmaz. A kapott érték azonban utalhat arra is, hogy a lepusztulási és a leülepedési hely közel van egymáshoz (5.7. ábra).



5.7. ábra. A hordalékkúpon megvizsgált paleomedrek sodorvonalból származó mederanyagának helyzete a CM diagramon.

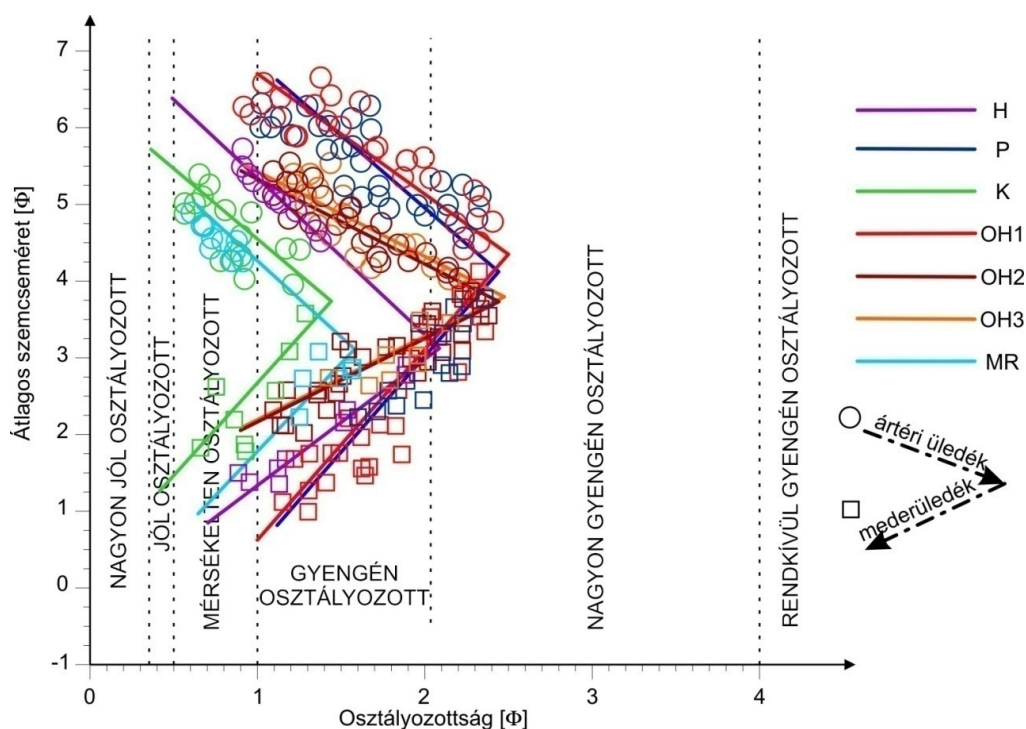
A kövegyi (K) paleomedér sodorvonalából származó üledék a CM diagramon az V. mezőben található, mely osztályozott szuszpenzióra, valamint erős vagy mérsékelt turbulens közegre utal (5.7. ábra).

Az orosházi paleomedér vizsgált folyószakaszaiból (OH1, OH2, OH3) származó mederanyag a $C=M$ határral párhuzamosan helyezkednek el, a IV., V. és VI. mezőben. Ennek megfelelően az OH1 mederszakaszon a fenék-szuszpénzió már dominál a görgetett üledék felett, míg az OH2 mederüledéket osztályozott szuszpenzió alkotja. A harmadik orosházi mintaterületről (OH3) és a makó-rákosi mederből származó minták a VI. mezőbe csoportosultak, ahol gyenge turbulencia mellett az osztályozott szuszpenzió is jellemző (5.7. ábra).

A statisztikai paraméterek (átlagos szemcseméret - D_{50} és osztályozottság - σ) összefüggései alapján következtetni lehet a lerakódás körülményeire, valamint az ülepítő közeg mozgási energiájára és a fáciesekre is. A vizsgált paleomedrek esetében a kétváltozós pontdiagram meghatározásához a geomorfológiailag jól azonosítható ártéri- és mederüledékek mintáit (átlagos szemcseméretét (Φ) és osztályozottságát (Φ)) vettem figyelembe (5.8. ábra).

A fluviális minták a kétváltozós pontdiagram egy „V” betű mentén helyezkednek el. A Folk és Ward (1957) által meghatározott kétváltozós pontdiagram egy „M” betű rajzolódik ki,

mivel a vizsgált minták tartalmazták a kavics-homok-iszap-agyag szemcseméret intervallumba tartozó üledékeket. A különböző paleomedrekből származó minták elhelyezkedése a kétváltozós diagramon hasonló, viszont elkülöníthető Kövegy (K) és Makó-Rákos (MR) a mérsékelt, illetve gyengén osztályozott üledékeivel, míg a többi paleomederből származó minták osztályozottsága gyenge (5.8. ábra). Az ismert ártéri és meder fáciesekből meghatározott kétváltozós pontdiagram megállapítható a geomorfológiailag nem egyértelmű formák üledékeinek fáciese, és az egykori medrek fejlődéséről kaphatóak kiegészítő információk.



5.8. ábra. Az ártéri és a mederüledék elkülönülése az osztályozottság és az átlagos szemcseméret közötti összefüggés alapján a vizsgált paleomedrek esetében.

5.1.4. A vizsgált mederszakaszok felépítésének és fejlődésének rekonstrukciója

5.1.4.1. Horiai (H) paleomedér

A Horia település mellett található paleomedér a domborzatmodell alapján meanderező mintázatú. A paleomedér szélessége ~210 m, átlag mélysége 2,38 m. A kanyarulat belső ívén övzátonysor található (H4 furat), mely magassága a jelenlegi felszínt tekintve megegyezik a mederkitöltő vízszinttel. A paleomedertől távolodva a H5 furatnál egy ~0,5m-el alacsonyabb sarlólapos helyezkedik el.

A keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott mederkitöltő vízhozam ~330 m³/s, mely a jelenlegi mederkitöltő vízhozam (680 m³/s, Sipos 2004) fele. A vízfolyás átlagos sebessége mederkitöltő vízállásnál 0,56 m/s lehetett, ami közel azonos a recens Maros középvízi sebességével (0,6 m/s).

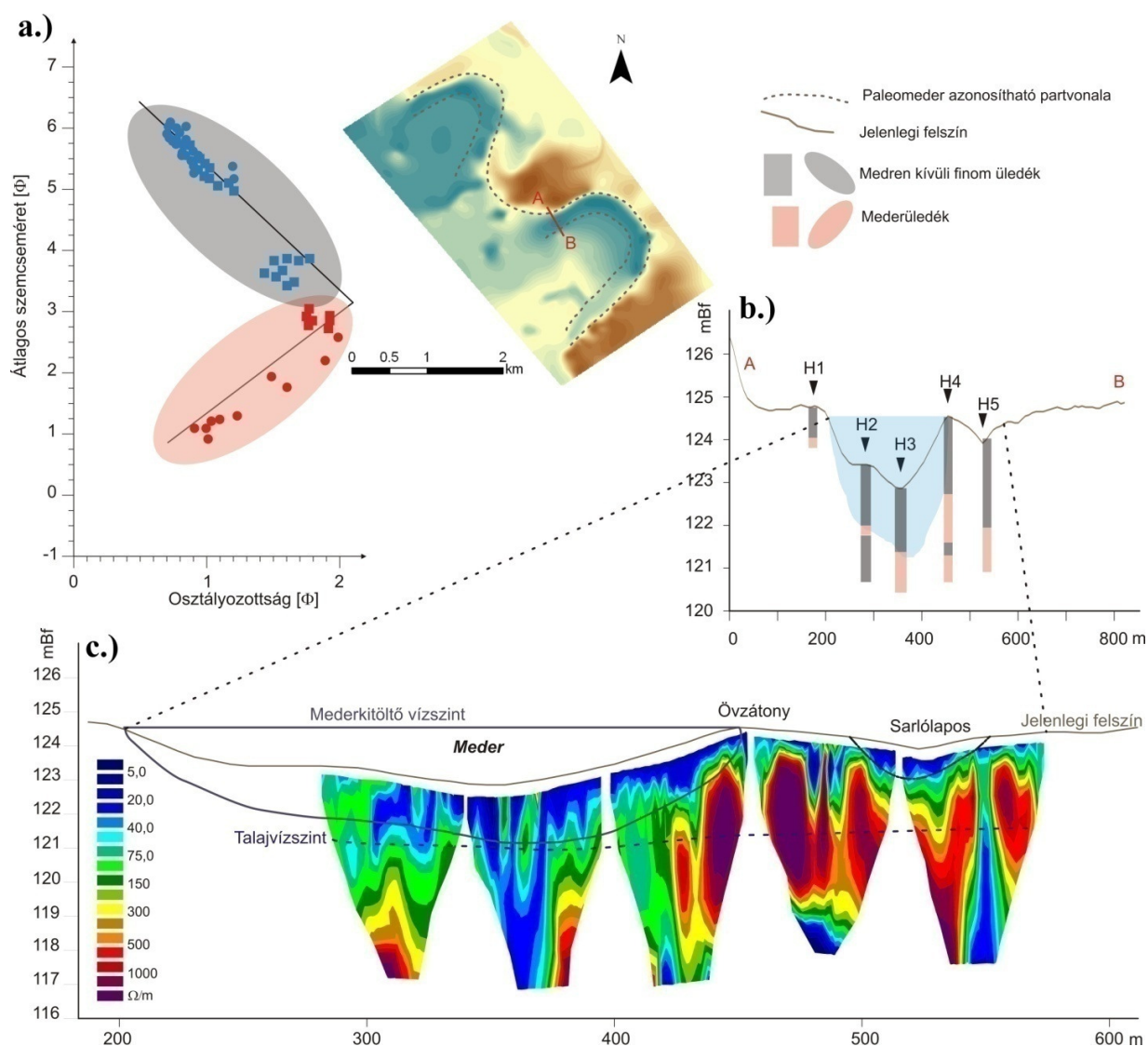
A CM diagram alapján elmondható, hogy a horiai paleomederből származó mederanyag, görgetett, illetve fenék-szuszpenzióból származó üledéket tartalmaz, az adatok alapján mindez utalhat arra is, hogy a lepusztulási és a leülepedési hely közel volt egymáshoz. A horiai meder mederkitöltő vízhozamát, valamint a hordalékkúp csúcsától való távolságát figyelembe véve feltehetően a mederanyagot alkotó durva üledék jelenléte a lepusztulás és a lerakódási környezet közelségével magyarázható (5.7. ábra).

A horiai paleomedér H2 és H3 furat mintái alapján határoztam meg a kétváltozós pontdiagramot (5.8 ábra). A határ az ártéri-, illetve a mederüledék között 3Φ átlagos szemcseméretnél volt, mely alapján meghatározhatóak voltak a többi minták fácies típusai is (5.9/a. ábra). A kétváltozós pontdiagram alapján a H1 furat a meander kanyarulatának külső ívén, 90 cm mélységig ártéri üledék, alatta viszont durva szemcsés (~500 μ m) mederüledék található. A kanyarulat belső ívén elhelyezkedő H4 furat mintáiról elmondható, hogy a kétváltozós diagram alapján az övzátony felső 2 métere ártéri üledék, alatta pedig mederüledék található (5.9/b. ábra). A H5 furat mintái hasonlóak, mint a H4 furaté, az első 2 méter mélységben finom ártéri üledéket tartalmaznak, alatta már mederüledék azonosítható (5.9/b. ábra).

A mintaterületen a többelektrodás mérések alapján elkülöníthető egy alacsony fajlagos ellenállású (5-40 Ω /m) felszín közeli egység (~2-3 m mélységig), mely az egykori meder utólagos feltöltődése. Az alacsony ellenállású térrész, illetve a talajvízszint alatt húzódó nagyobb ellenállású (150-300 Ω /m) térrész feltehetően a meder anyaga. A paleomedér kanyarulatának

belső ívén (H4) fellelhető övzátony sor elektromos szelvényezéssel jól elkülöníthető a magas fajlagos elektromos ellenállás értékek alapján (500-1000 Ω/m). Közvetlen mellette kisebb, a paleomedér kitöltésével megegyező fajlagos ellenállású terület az övzátont követő sarlólapos üledéke (~20 Ω/m) (5.9/c. ábra).

A horiai (H) paleomedér hidrológiai jellemzőit és domborzati adottságait figyelembe véve az egykori vízfolyás feltehetően belevágódott a hordalékkúcs csúcsánál már meglévő közepes-durva szemcseméretű folyami üledékbe.



5.9. ábra. A horiai paleomedir felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a), paleomedir keresztmetszete (b) és a paleomedirben felvett ERT szelvény (c) alapján.

5.1.4.2. *Pesaci (P) paleomeder*

A pesaci mederszakasz formái alapján fonatos medermintázattal rendelkeznek. A paleomeder szélessége ~870 m, átlagos mélysége pedig ~2,2 m. A P1 furatnál található folyóhát közel 0,5 m-rel a mederkitöltő víz szintje felett van. A P3 furat a folyóhától nézve az első markánsabb sodorvonal, mely mellett feltehetően egy folyami sziget található (P4 furat). A P5 furatnál található a fonatos mintázatú paleomeder keresztshelvényében legmélyebben a meder, majd jobbra tőle a shelvényen a P6-os furatnál feltehetően egy mederközepi zátony látható. A fonatos alacsonyabb folyóhát (P8) szintje megegyezik a mederkitöltő víz szintjével.

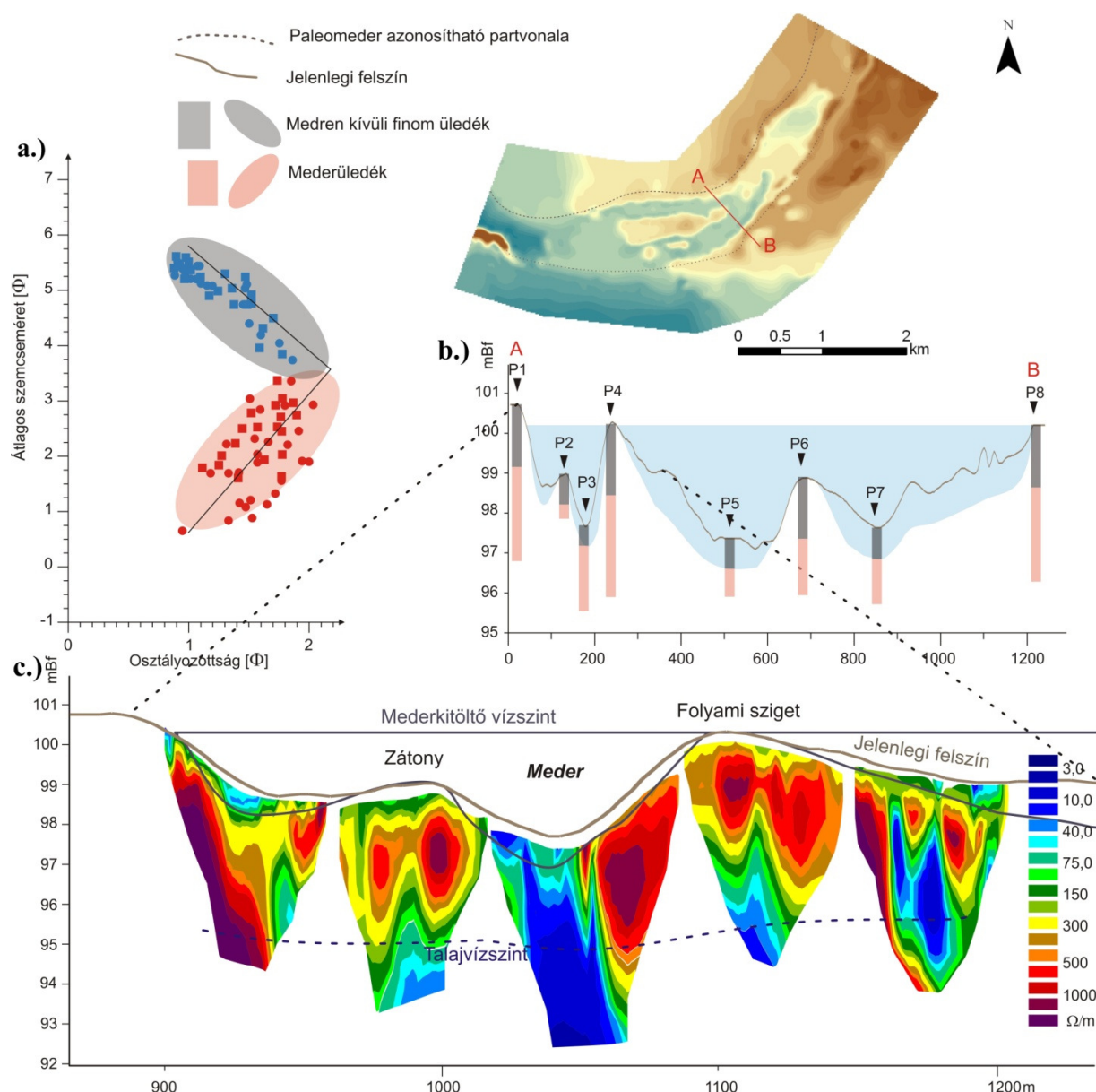
A keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott mederkitöltő vízhozam (~ 1970 m³/s), a jelenlegi Maros mederkitöltő vízhozamának közel háromszorosa. A vízfolyás átlagos sebessége mederkitöltő vízállásnál (0,79 m/s), ami meghaladja a mai folyóra számolt 0,6 m/s (Fiala et al. 2006) értéket.

A pesaci paleomeder mederanyagából származó mintákról a CM diagram alapján elmondható, hogy a mederanyag a szuszpenzióból származott anyag mellett még görgetett üledéket is tartalmaz (5.7. ábra).

A geomorfológiailag jól azonosítható formáknál a P4, P5 és P7 furatok mintái alapján elkészült kétváltozós pontdiagram szerint az ártéri üledék és mederüledék határa: 3,5 Φ (5.8. ábra). Ennek megfelelően a P1 furatnál található folyóhát felső 1,5 métere ártéri üledék, alatta pedig mederüledék (5.10/a. ábra). A P2 furat kisebb magaslaton helyezkedik el, ~0,7 m mélységig ártéri üledék alatta pedig mederüledék van; ugyanakkor a P3 furatnál az ártéri üledék vastagsága közel 0,5 m. A P5 és P7 furatnál található sodorvonalban közel azonos vastagságban (~1 m) volt azonosítható az ártéri üledék a kétváltozós pontdiagram alapján. Míg a P6 zátony, valamint a P8 folyóhát esetében az utólagos feltöltődés mértéke ~1,5 volt (5.10/b. ábra).

A 2D elektrmos shelvények a paleomeder P1-P4 furatok között található szakaszát ölelték fel. A vizsgált elektrmos shelvényeken kirajzolódik az elhagyott meder feltöltődése és mederanyaga, a felszín közeli kisebb ellenállású részen (10-50 Ω/m). Az ERT shelvényezés során meghatározott paleomeder helyzete megegyezik a szemcseösszetételi vizsgálatokból származó adatok kiértékelésével. A mederkitöltés alatt található térrész nagyobb fajlagos elektrmos ellenállás értékkel jellemezhető, ami a mederanyagra utal (5.10/c. ábra). A P1 furatnál levő folyóhát magas fajlagos ellenállás értékekkel jellemzett (~1000 Ω/m), mindez durvább üledékre utal a mélyebb rétegekben, míg a felszín közeli anyagot alacsonyabb ellenállás értékek jellemzik

(~75 Ω/m). A folyóhát mellett kimutatható egy kisebb ellenállású réteg (~75 Ω/m), mely a meder utólagos feltöltődésének finomszemcsés anyaga. A P2 illetve P4 furatnál kirajzolódó magaslatok felső rétegét magas elektromos ellenállás jellemzi (~500 Ω/m), míg a P3 furatnál a mellékág feltöltődésében az ártéri üledék alacsony, ~40 Ω/m fajlagos elektromos ellenállás értékkel jellemezhető. Ugyanakkor a P4 és P5 furat között található 5. elektromos szelvényen kivethető egy 1-2 m vastag alacsonyabb ellenállású réteg (~75 Ω/m), mely alatt feltehetően a mederüledék fedezhető fel, ellenállás értéke nagyobb (~400 Ω/m).



5.10. ábra: A pesaci paleomedian felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a), paleomedian keresztmetszete (b) és a paleomedianban felvett ERT szelvény (c) alapján.

A pesaci paleomedér hidrológiai és szedimentológiai jellemzőit figyelembe véve elmondható, hogy a vizsgált paleomedér bevágódása a környezetébe nem egyértelműen kimutatható, mivel a nagy energiával jellemzett mederben található formák statisztikus paraméterei alapján feltehetően az aktuális folyamat formálta őket.

5.1.4.3. Kövegyi (K) paleomedér

A kövegyi paleomedér formakincse alapján, fonatos medermintázattal rendelkezik, igen széles (~620 m) és átlagban 2,69 m mély volt. A paleomedér K1 furatánál található folyóhátának magassága megfelel a túloldali (K5) magasságával és egyben a mederkitöltő vízszinttel is. A paleomedér középső részén egy markáns magaslat (K4) azonosítható, a meder legmélyebb pontja pedig a K3 furattal jelzett területen található.

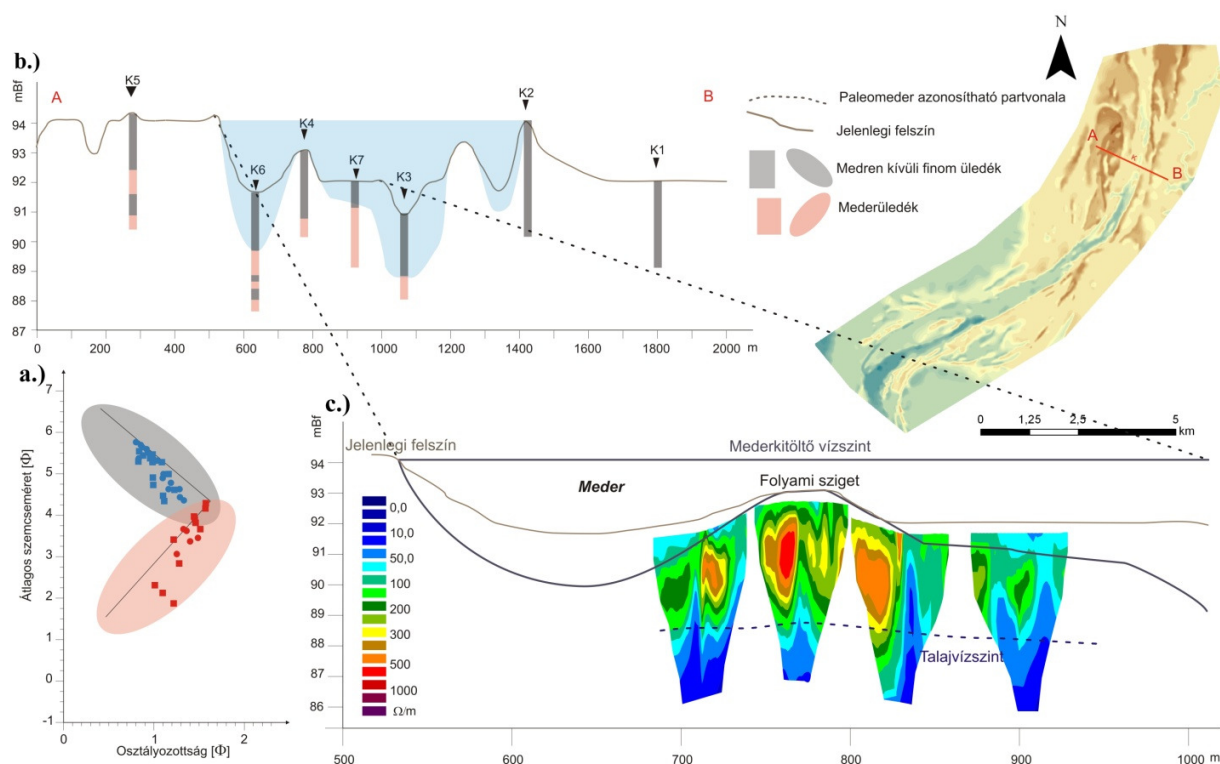
A kövegyi paleomedér keresztmetszeti paraméterei alapján meghatározott mederkitöltő vízhozama (~1890 m³/s) hasonló, a pesaci mederéhez, közel azonos a recens Maros árvízi vízhozamával (1600-2500 m³/s – Fiala et al. 2006).

A kövegyi minták CM diagram értékei alapján elmondható, hogy a mederüledék anyaga kisebb energiaviszonyokra utal, osztályozott szuszpenzióként jellemezhető (5.7. ábra).

A kövegyi paleomederre meghatározott kétváltozós pontdiagramot a sodorvanalból származó furatok – K1, K2 és K3 – mintái alapján szerkesztettem meg. A diagram alapján a mederüledék és az ártéri üledék közötti határa: 4 Φ (5.8 ábra). Az ártérről (K1), illetve a folyóhátból (K2) származó anyag jól osztályozott, valamint az átlagos szemcsemérete 4Φ feletti, vagyis a kétváltozós pontdiagram alapján ártéri üledéknek felelnek meg. A paleomedér mederanyagát, mely a K3-as furatnál közel 2 m mélységben fedezhetjük fel, melyet mérsékeltén osztályozott mederüledék takar. A K4 furatnál a magasabb térszíni részen közel olyan vastagságú ártéri üledék van a 2 m mélységben található mederanyagon, mint a K3-as furat esetében (5.11/a,b. ábra). Ugyanakkor a domborzatmodell alapján a forma folyami szigetnek tekinthető, mely szigetmagja 2 m mélységben helyezkedik el, melyet gyengén osztályozott üledék jellemez. A K6 és K7 furatok mintái alapján elmondható, hogy a felszín közelében 0,5-1,5 m vastagságú mérsékeltén osztályozott ártéri üledék található, alatta pedig a durvább mederanyag. A K7 furat esetében az ártéri üledék alatt felváltva fellelhető meder, illetve ártéri üledék is. A K5 furatnál hasonló a helyzet, hiszen a közel 2 m vastag gyengén osztályozott ártéri üledék alatt meder-, ártéri-, és újból mederüledék mutatható ki a kétváltozós pontdiagram alapján (5.11/b. ábra).

A kövegyi paleomeder szelvényében végzett geoelektromos vizsgálatok a K4 furat környezetét ölelték fel. Az ERT mérések alapján elmondható, hogy a magaslatot (folyami szigetet) a talajvízszint felett magasabb fajlagos elektromos ellenállás (300-500 Ω/m), míg a felszín közeli részét alacsonyabb (~200 Ω/m) érték jellemzi (5.11/c. ábra). A sziget két oldalán a szelvényben, a felszín közelében alacsonyabb fajlagos ellenállás értékű üledék (~75 Ω/m) található, ami az egykori meder utólagos feltöltődését jelenti. Az említett alacsony ellenállású réteg alatt magasabb ~150 Ω/m ellenállással jellemzett térrész azonosítható, mely a mederanyag jelenlétére utal.

A kövegyi paleomeder hidrológiai, szedimentológiai jellemzőit és domborzati adottságait figyelembe véve elmondható, hogy a jellemzően nagy energiával rendelkező folyó jelentős mértékben formálta egykoron a környezetét. Ugyanakkor a paleomeder jobb oldalán található magasabb térszín formálásában feltehetően nem volt jelentős szerepe.



5.11. ábra: A kövegyi paleomederben felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a), paleomeder keresztmetszete (b) és a paleomederben felvett ERT szelvény (c) alapján.

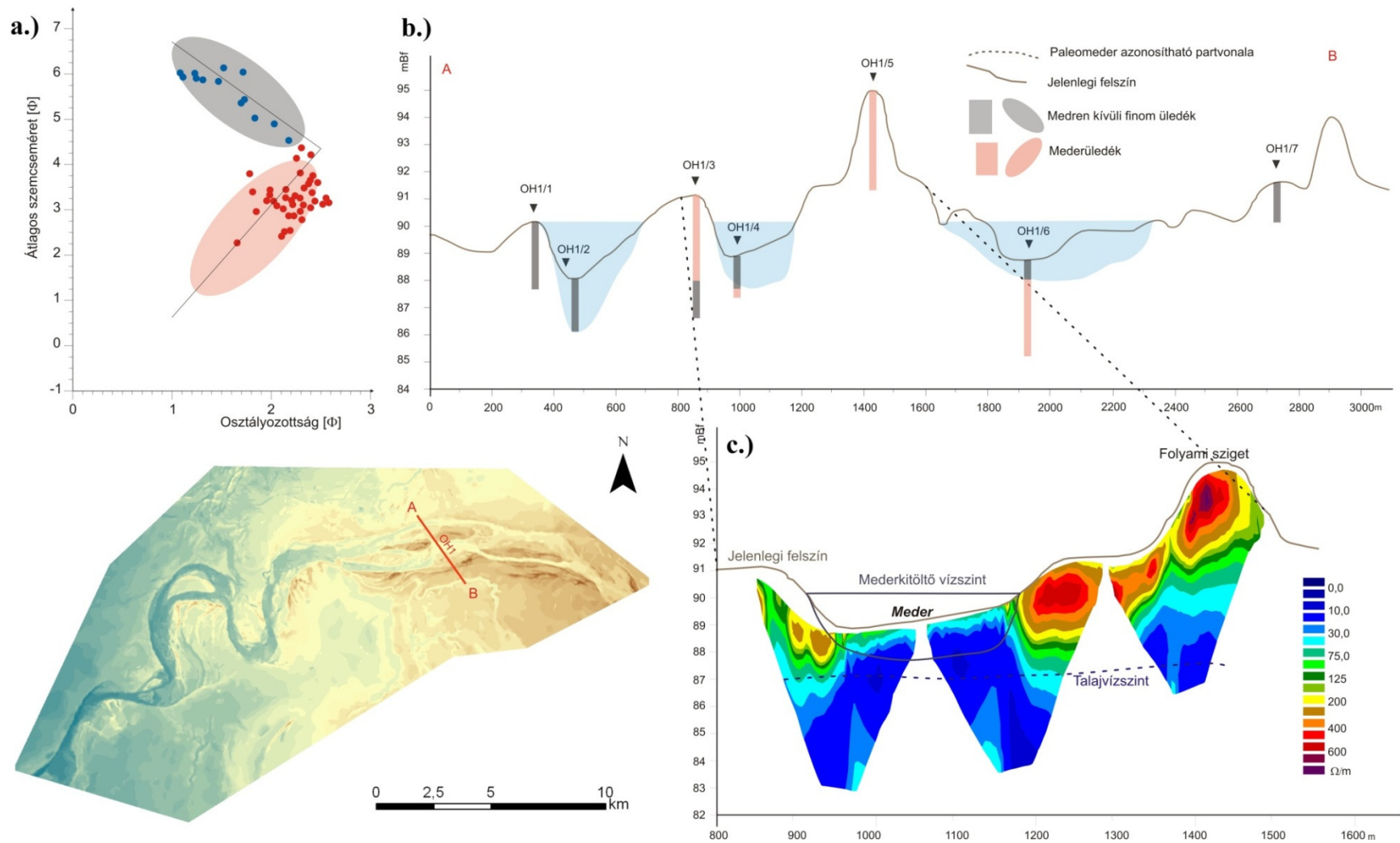
5.1.4.4. Orosházi (OH) paleomedér

Az orosházi paleomedér három szakaszának keresztmetszeti paraméterei alapján meghatározott mederkitöltő vízhozam értéke ($\sim 2500 \text{ m}^3/\text{s}$) közel azon a recens Maros árvízi vízhozamával (Fiala et al. 2006), az átlagsebesség a mederkitöltő vízállásnál pedig $0,82 \text{ m/s}$ volt, mely a mai Maros átlagos középvízi sebességétől magasabb ($0,6 \text{ m/s}$).

A CM diagramon a sodorvonalból származó minták a $C=M$ vonallal árhuzamosan helyezkednek el. Az OH1 és az OH2 mederszakaszt osztályozott szuszpenzió, erős illetve mérsékelt turbulenciával jellemzett ülepítő közeg jellemezte. A meanderező folyószakasról (OH3) származó medermintákra pedig feltehetően gyengébb turbulencia és osztályozottabb szuszpenzió a jellemző (5.7. ábra).

A három orosházi mederszakasz keresztmetszeti paraméterei alapján elmondható, hogy az első (OH1) mederszakasz szélessége közel 1 km , átlagos mélysége pedig $\sim 1,9 \text{ m}$. A taglalt mederszakaszon három mederág (OH1/2, 4, 6) volt elkülöníthető a fúrások, illetve a domborzatmodell alapján, valamint két magasabb felszín. A magaslatok közül az első az OH1/3 furatnál található 1 méterrel magasabb, mint a mederkitöltő vízszint; míg a második az OH1/5 furatnál található 5 méterrel magasodik a mederkitöltő vízszint fölé.

A mederüledék és az ártéri üledék közötti határt a kétváltozós pontdiagramon a geomorfológiai jól azonosítható formák mintái (OH1/1,4,6) alapján határoztam meg, $4,5 \Phi$ szemcseméretnél (5.8. ábra). Az OH1/1 illetve OH1/2 furatból származó mintákat a kétváltozós pontdiagram alapján ártéri üledék jellemzi (5.12/a. ábra). Az OH1/3 magaslat feltehetően mederközepe zátony lehetett, hisz 3 m vastag mederüledék alkotja, alatta pedig ártéri üledék található. A sziget mellett azonosítható az OH1/4 mellékág 1 m mélységig ártéri üledékkal, míg alatta már a mederanyag található az osztályozottság és szemcseméret alapján. Az OH1/5 furat a vizsgált mederszakasz legmagasabb pontja, mely mintái a kétváltozós pontdiagram alapján a teljes mélységben mederüledékként jellemezhetők. Az OH1/6 furatnál kimutatható a mederág $\sim 0,7 \text{ m}$ vastag ártéri üledéke, valamint alatta pedig a mederüledéke, az OH1/7 furat mintái pedig ártéri üledékként voltak azonosíthatóak (5.12/b. ábra).



5.12. ábra. Orosháza fonatos paleomedier (OH1) felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a), paleomedier keresztmetszete (b) és a paleomedierben felvett ERT szelvény (c) alapján.

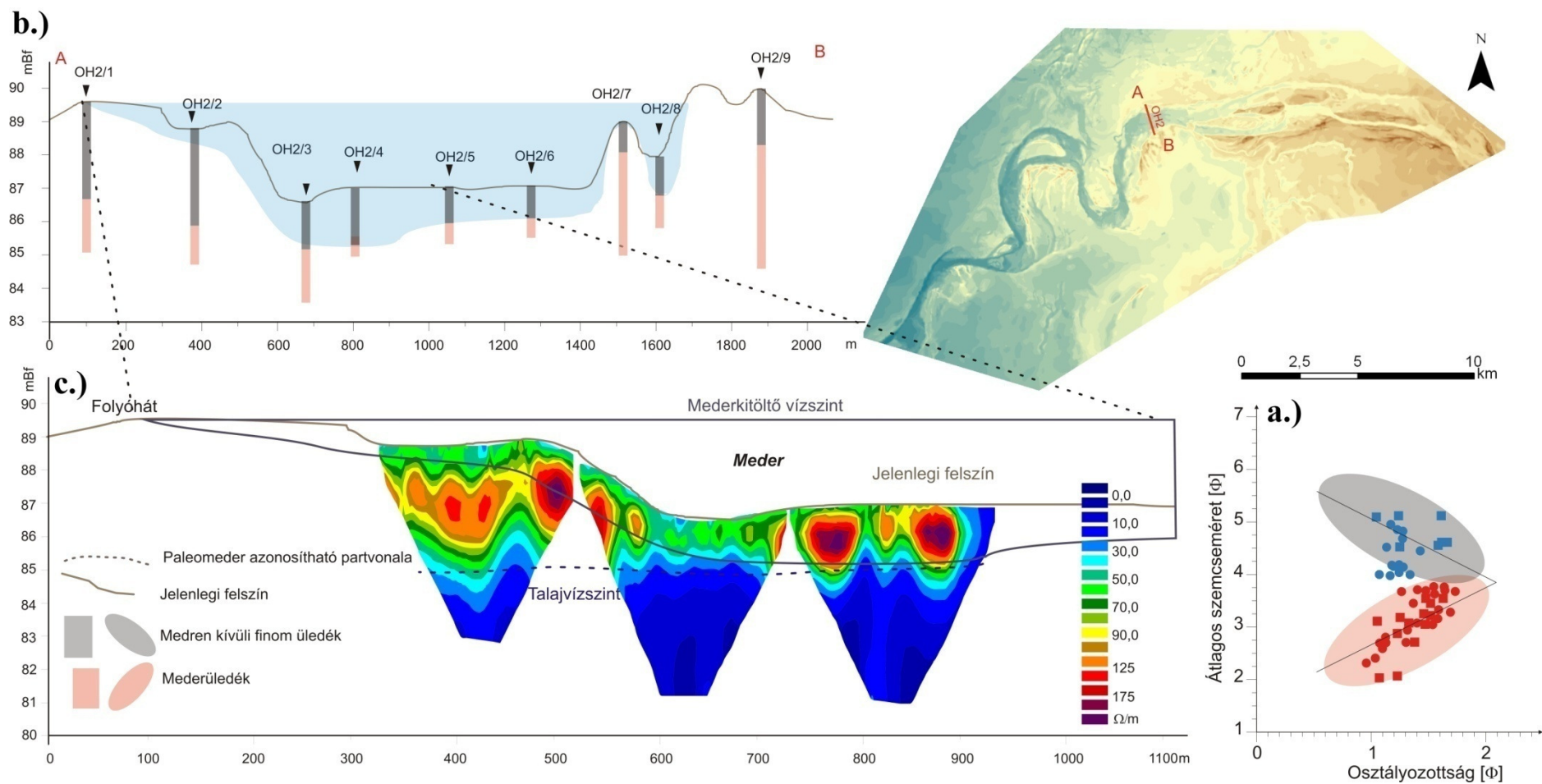
Az OH1 mederszakaszán az OH1/3 és OH1/5 szigetek közötti terület ERT szelvényein jól azonosítható egy nagyobb fajlagos elektromos ellenállású rész ($\sim 600 \Omega/\text{m}$), a folyami sziget területén (OH1/5 furat). A szigetet felépítő anyag, melyet nagy elektromos ellenállás érték jellemez egészen a paleomedér egyik mellékágáig követhető, ahol már jellemzően alacsony a fajlagos ellenállás érték ($\sim 50 \Omega/\text{m}$) (5.12/c. ábra). Az alacsony ellenállás érték a paleomedér utólagos feltöltődésének üledékét jellemzi, mely alatt teljesen telített a mederanyag. Az elektromos szelvényezés jobb oldalán található magaslat (OH1/3) szintén magasabb ellenállás értékekkel ($\sim 200 \Omega/\text{m}$) rendelkező anyagból épül fel.

Az orosházi medér első szakaszában azonosítható folyami sziget (OH1/5) feltehetően nem a vizsgált paleomedér által kialakított mederforma, hiszen magassága jóval meghaladja a mederkitöltő víz szintjét. Hasonlóan az OH1/3 magaslat felső közel 3 méterén mederüledék jellemző, mely 1 méterrel emelkedik a mederkitöltő vízszint felé, ezáltal feltételezhető, hogy a magaslat kialakulása nem a vizsgált mederformálás folyamatának tulajdonítható.

Az orosházi paleomedér (OH1) domborzati viszonyait és a mederkitöltő vízszintjét tekintve nem valószínűsíthető, hogy a fonatos mederbe azonosítható két szigetet az akkor aktuális fluviális folyamat alakította ki (mederüledék alkotja a szigetet 5 m magasságban a mederkitöltő vízszint felett). Feltehetően a vizsgált folyó bevágódott a már meglévő homokos fluviális üledékbe.

Az orosházi paleomedérben második szelvényéből (OH2) származó mederanyag a CM diagram alapján osztályozott szuszpenzióból származik, mérsékelt turbulencia jellemzi (5.7. ábra).

A sodorvonalból származó furatok (OH2/3,4,5) mintái alapján elkészített kétváltozós diagramon jól elkülönül a medér, illetve a finom ártéri üledék, mely határa: 4Φ (5.8. ábra). A kétvariációs diagram alapján az alacsonyabb folyóhát (OH2/1) esetében a felső 3 méter üledék ártéri, alatta pedig mederüledék található, melyet feltehetően a felszínen található paleomedér alakított ki. A mellette elhelyezkedő furat (OH2/2) felső 3 métere, mint a folyóhát esetében is ártéri üledék és alatta pedig durvább mederüledék azonosítható (5.13/a. ábra). A paleomedérbe mélyített furatok (OH2/3, 4, 5, 6) esetében a szórás és az osztályozottság alapján a felső 1-1,5 méteren különíthető el ártéri üledék, alatta pedig mederüledék. A folyómedérben található sziget (OH2/7) jelenlegi magassága 0,5 méterrel van a mederkitöltő vízszint alatt, felső 0,8-0,9 métere ártéri, finom üledékű, alatta pedig egyöntetűen mérsékelt osztályozott a mederüledék, mely feltehetően a sziget magja. A magasabb folyóhát (OH2/9) esetében $\sim 2,5$ méter finom üledék található a gyengén osztályozott mederüledéken, mely a fúrás további 4,5 méterében megtalálható (5.13/b. ábra).



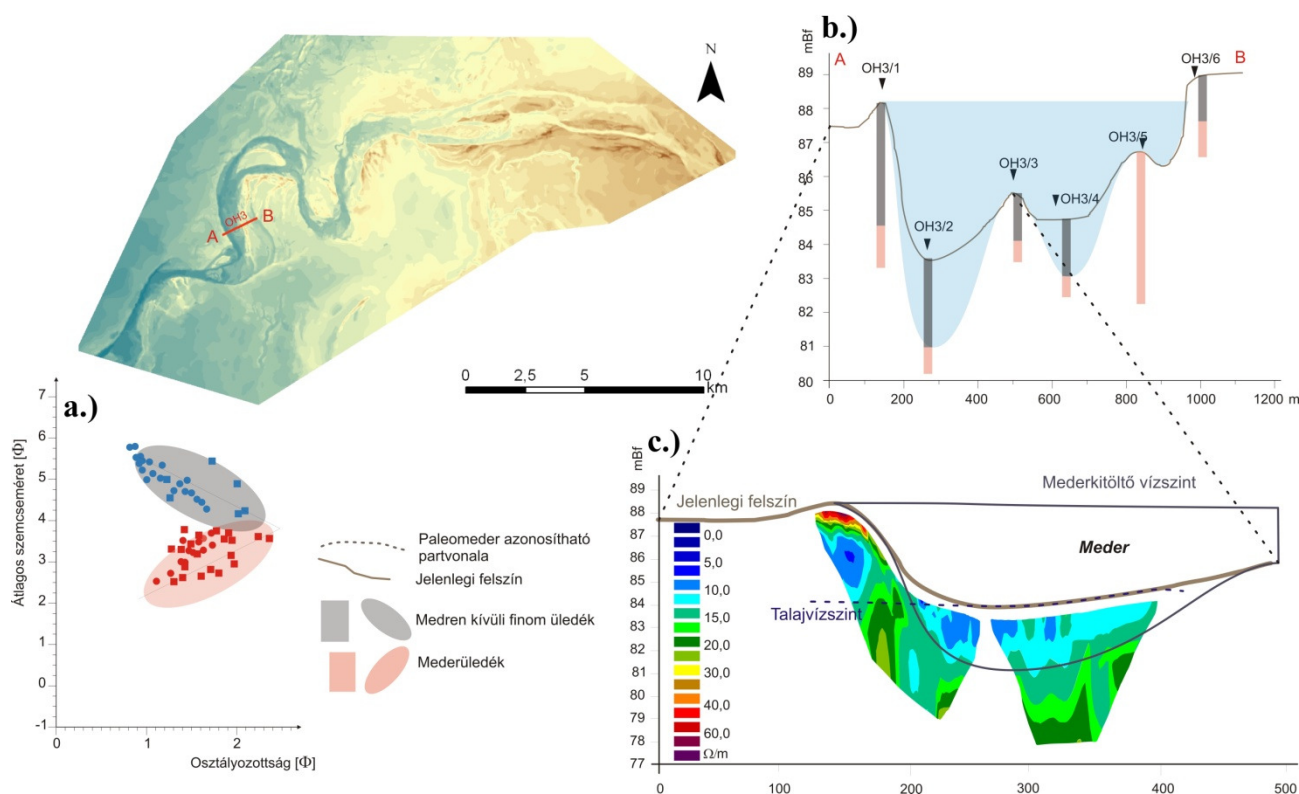
5.13. ábra. Az orosházi (OH1) paleomeder felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a), paleomeder keresztmetszete (b) és a paleomederben felvett ERT szelvény (c) alapján.

Az orosházi meder meaderező szakaszra meghatározott CM diagramja alapján a mederanyagot gyenge turbulencia mellett osztályozott szuszpenzióból származó anyag jellemzi (5.7. ábra).

Az OH3 származó minták gyengén osztályozottak. A kétváltozós pontdiagramot a sodorvonalból származó minták alapján szerkesztettem meg, mely alapján az ártéri és mederüledék elkülönítésére alkalmazható határ $3,8 \Phi$ szemcseméretnél található (5.8. ábra). Az OH3/1 furat mintái alapján, a folyóháton az ártéri üledék közel 4 méter mélységig követhető, ahol már mederüledék azonosítható. A mederben levő OH3/2 furat mintái alapján az utólagos feltöltődés üledéke ~ 2,5 méterig tart, alatta pedig a gyengén osztályozott a mederüledék. A mederben található kiemelkedés, feltehetően folyami sziget, melynek magja (mederüledék) 1,5 m mélységben azonosítható, az ártéri üledék alatt (5.14/a. ábra). A folyami sziget másik oldalán (OH3/4) a mederüledéken az utólagos feltöltődés mértéke megegyezik a szigetet borító ártéri üledék vastagságával (1,5 m). Az OH3/5 furat teljes üledéksora a kétváltozós pontdiagram alapján mederüledékként jellemezhető. A kanyarulat belső ívén található magaslatot (OH3/6) a felső 1,5 méteren finom ártéri üledék borítja, alatta pedig durvább a mederüledék (5.14/b. ábra).

Az Orosháza közelében található elhagyott meder harmadik, meanderező szakaszán végzett ERT szelvényezés felöleli az OH3/1 és OH3/3 furatok közötti területet. A 2D elektromos mérések telített üledéken történtek. A folyóhát felszín közeli részén nagyobb fajlagos ellenállás értékek jelentkeztek (~60 Ω/m), mely száraz üledékre utal. Az utólagos feltöltődés anyagának fajlagos elektromos ellenállás értéke ~10 Ω/m , míg a jól elkülönülő mederüledék anyaga 15-20 Ω/m , telített viszonyok mellett (5.14/c. ábra).

Az OH3 paleomedér domborzati és energiaviszonyát vizsgálva elmondható, hogy a felszínfomálásban egykoron jelentős szerepe volt a vizsgált folyószakasznak.



5.14. ábra. Az orosházi paleomed meanderező szakaszán (OH1) felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a), paleomed keresztmetszete (b) és a paleomedben felvett ERT szelvény (c) alapján.

5.1.4.5. Makó-Rákosi (MR) paleomed

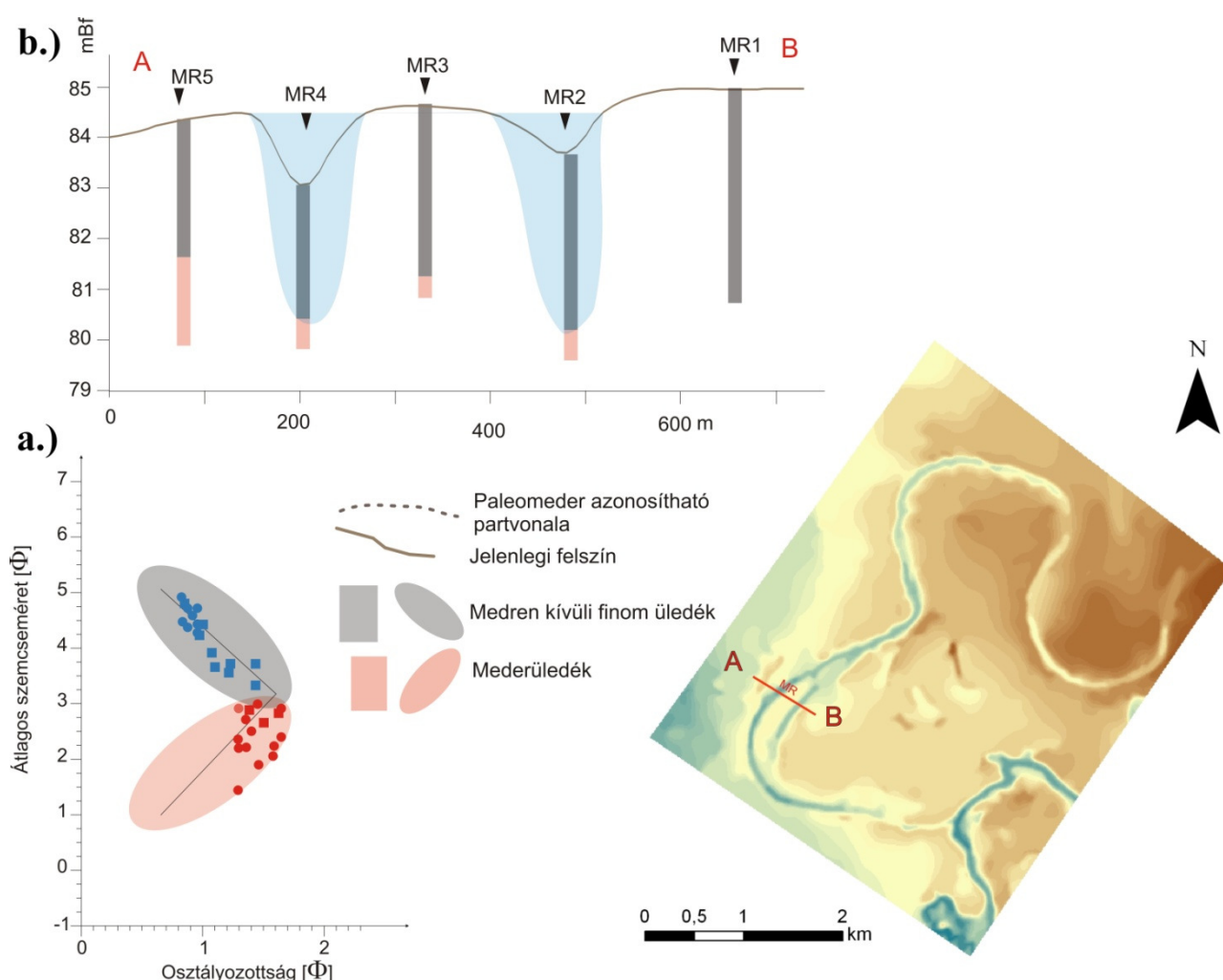
A Makó-Rákos település mellett található paleomed a domborzatmodell alapján meanderező mintázatú. A paleomed szélessége ~180 m, átlag mélysége 3 m, a kanyarulatban az MR3 furatnál egy folyami szeget azonosítható. A keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott mederkitöltő vízhozam ~500 m³/s, mely a jelenlegi mederkitöltő vízhozamától (680 m³/s, Sipos 2004) alacsonyabb; a vízfolyás átlagos sebessége mederkitöltő vízállásnál 0,6 m/s lehetett, ami közel azonos a recens Maros középvízi sebességével.

A hordalékkúp csúcsától legtávolabb található makó-rákosi paleomedret finom és mérsékelten osztályozott üledék jellemzi. Az MR paleomed szemcseösszetételi eredményeiből kapott CM diagramja alapján a mederanyagot gyenge turbulencia mellett osztályozott szuszpenzióból származó anyag alkotja (5.7. ábra).

A mintaterületről származó minták kis szemcseméretbeli intervallumban mozognak, ugyanakkor az MR1 és MR2 minták alapján kapott kétváltozós pontdiagramon a meder, illetve ártéri üledék jól elkülönül a 3,2 Φ szemcseméretnél. Az MR5 furat mintái alapján a

felszíntől számítva 2,5 m vastag ártéri finom üledék, alatta pedig mederüledék található (5.15/a. ábra). A paleomedér MR4-es furatánál azonosítható mederág utólagos feltöltődése 2,5 m vastagságú, míg a másik mederágban levő furat (MR2) mintái alapján közel 3 m vastagságú az utólagos feltöltődés. A két mederág között található, a domborzat modell alapján elkülönített szigeten (MR3), 2,5 m vastagságú ártéri üledék, alatta pedig mederüledék található. A paleomedér MR1 folyóháta 1 méterrel a mederkitöltő vízszint felett van és a kétváltozós pontdiagram alapján a fúrás teljes mélységében ártéri üledék alkotja (5.15/b. ábra).

A hordalékkúp peremén a kis energiával rendelkező makó-rákosi paleomedér feltehetően bevágódott a főleg iszapos fluviális üledékbe, így formálva környezetét.



5.15. ábra. Makó-rákosi paleomedér (MR) felépítésének rekonstrukciója a kétváltozós pontdiagram (a) és a paleomedér keresztmetszete (b) alapján.

5.2. Rövid távú meder- és zátonyfejlődés a Maros apátfalvi szakaszán

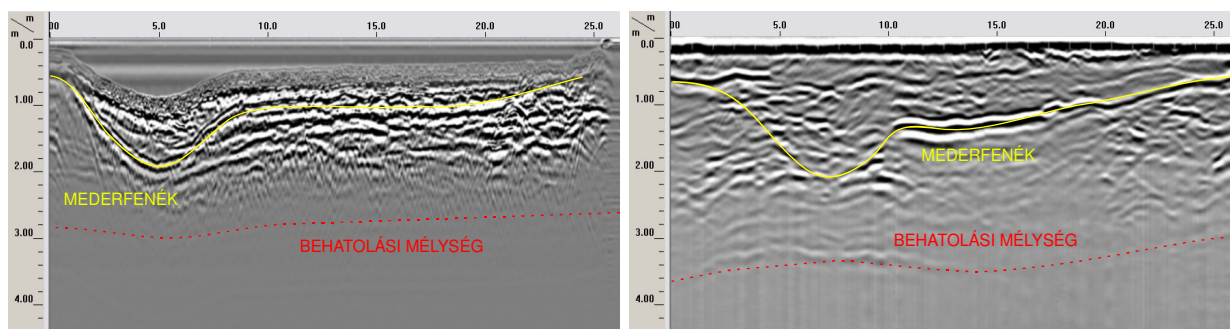
Az apátfalvi mintaterületen nagy- és kisvizes viszonyok mellett végeztem georadar méréseket, a georadar technika módszertani alkalmazhatóságának meghatározása, valamint a mederformák azonosítása céljából. A mérések alapján meghatároztam az elektromágneses hullám jelvesztességét és behatolási mélységét különböző közegek és víztartalom esetén. A mederben végzett georadar szelvényezés alapján meghatároztam a legnagyobb vízmélységet, ahol még detektálható a mederfenék; valamint vizsgáltam a vízmélység és a mederanyagba történő behatolás közötti összefüggést.

A mintaterületen található mederközepe zátony georadaros felmérése három egymást követő évben történt. A georadar felmérés során radarfáciéseket különítettem el, melyek változása, valamint a morfometriai jellemzők alapján rekonstruáltam a zátony rövid távú fejlődését.

5.2.1. A georadar vízen történő alkalmazásának módszertani eredményei

Az elektromágneses hullám gyengülését leginkább a behatolási mélység, az anyagi minőség, és a nedvességtartalom befolyásolja. A víztartalom hatásának megállapítása érdekében az apátfalvi mederszakaszon található egyik mellékágban, különböző vízállás, ezáltal különböző nedvességtartalom mellett, két georadar szelvényt mértem fel. A két szelvény összehasonlítása során ugyanazon beállítások és feldolgozási eljárások alapján az alábbi összefüggéseket lehet megfogalmazni:

- az átlagosan 15 cm-es vízállásnál felmért georadar szelvényen a jel behatolási mélysége 2,6-3,0 m között ingadozott (5.16/a. ábra); míg a második esetben, amikor a mellékágban nem volt víz a behatolási mélység 3,5-4,0 m között volt (5.16/b. ábra),
- a kis vízállásnál (átlagosan 15 cm) az elektromágneses hullám reflexiójának amplitúdója nagyobb volt mint, a második georadar szelvényezés idején.

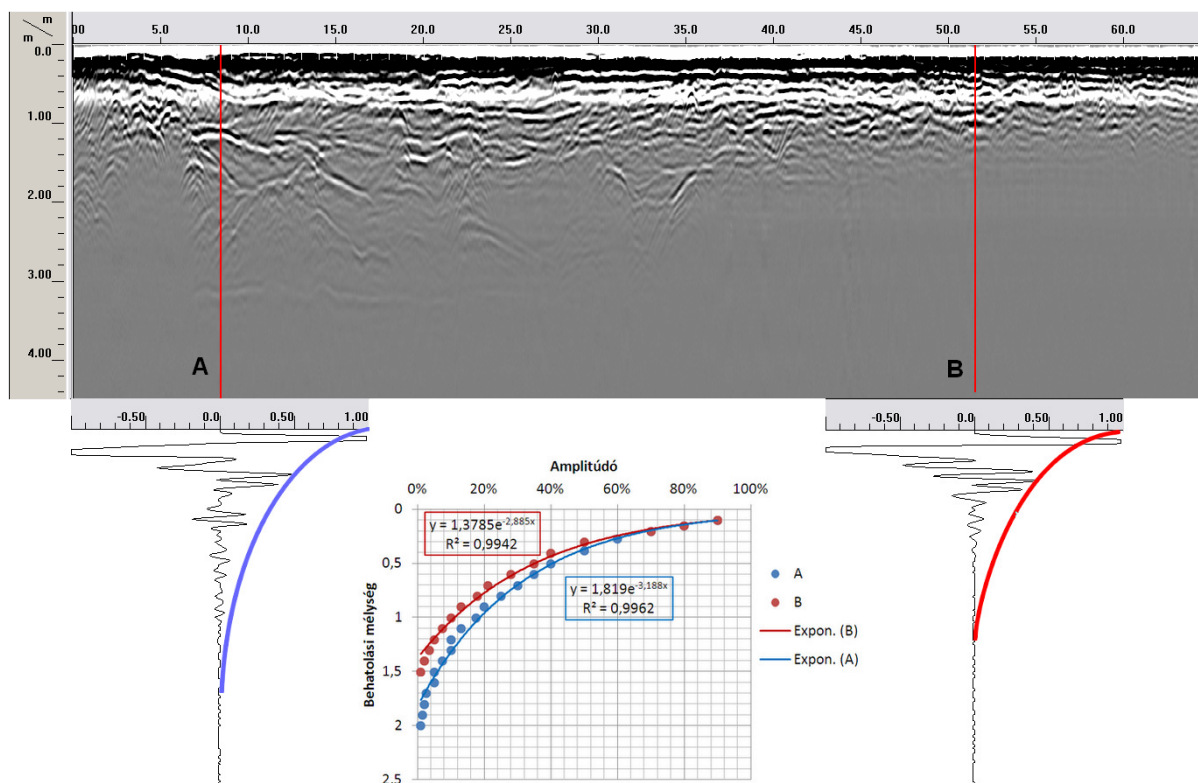


5.16. ábra. A vizsgált mellékágban felvett georadar szelvény a vízborítással (a) illetve vízborítás nélkül (b).

Az apátfalvi mederszakasz mellékágában felvett szelvényben a behatolási mélységből (jelvesztés), valamint a visszavert hullám erőségéből két közeg határozható meg. A morfológia, illetve digitális domborzatmodell alapján a sodorvonal a mellékág bal oldalán található, míg a jobb oldalon finomabb üledékkel feltöltött közeg azonosítható. Az 5.17. ábrán bemutatott szelvényen két ponton, vizsgáltam az elektromágneses hullám gyengülését:

- az **A**-val jelölt pontban a behatolási mélység közel 3 méter. Az elektromágneses jel erőssége exponenciális csökkenést mutat, az amplitúdója 2 méteres mélységben 1-2 %-ra csökken.
- a **B**-vel jelölt pontban a behatolási mélység csak ~1,5 m. A jel gyengülése szintén exponenciális, az amplitúdója már ~1,25 méteren 1-2 %-ra csökken.

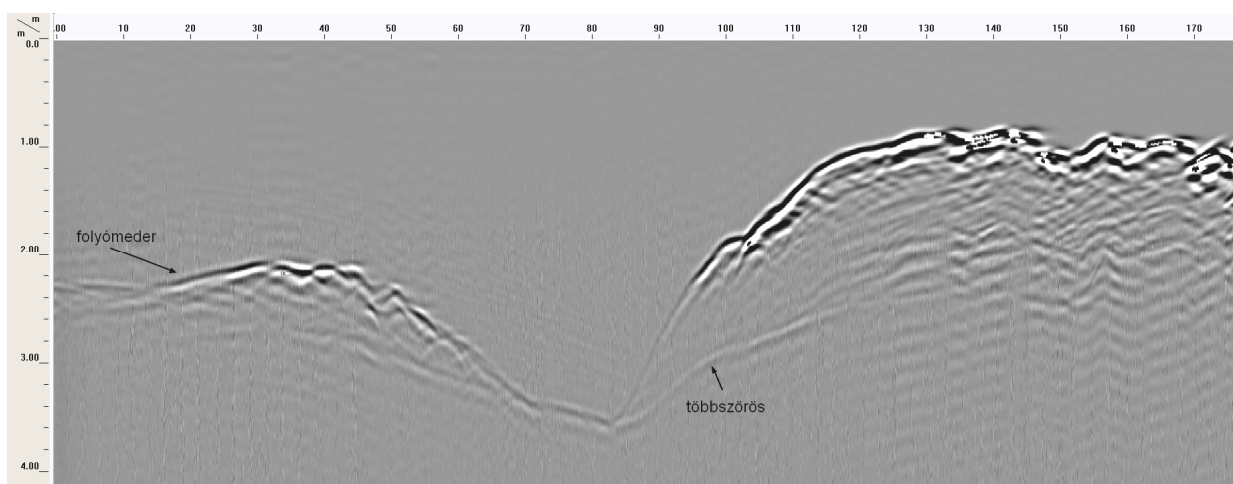
A mérések alapján tehát elmondható, hogy az elektromágneses jel gyengülése és az amplitúdója alapján következtetni lehet a vizsgált közeg nedvességtartalmára, valamint anyagi minőségére (agyatartalomra) is.



5.17. ábra Az elektromágneses hullám csillapodása különböző közegekben a georadar szelvényen, valamint a behatolási mélység az amplitúdó függvényében.

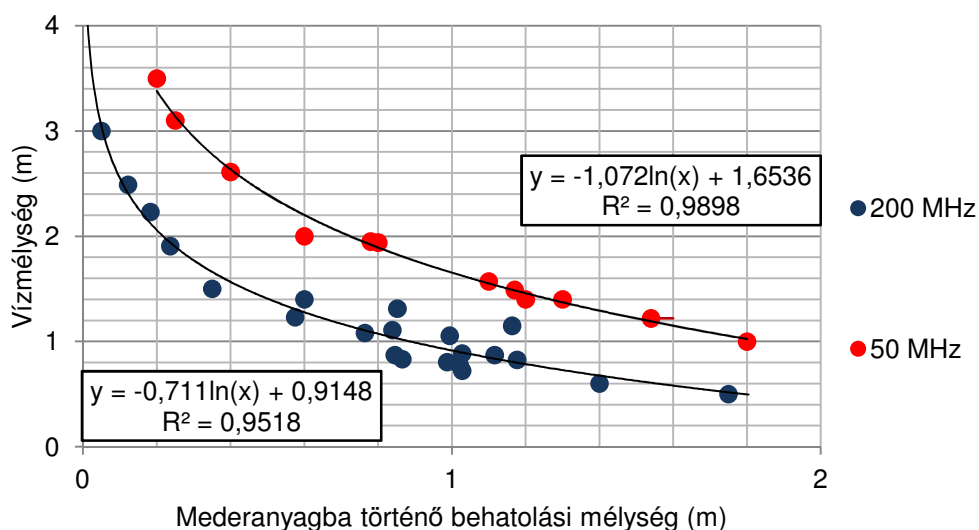
A Maros folyón végzett mérések során 3,5-4 m volt a legnagyobb vízmélység, melynél még detektálható volt a mederfenék (5.18. ábra). A GPR mérések során nagyobb

vízoszlop magasság esetén a jel/zaj arány nem megfelelő, a többszörösök leárnyékolják a hasznos jelet, így a módszer alkalmazása a mintaterületen korlátokba ütközik.



5.18. ábra. A meder aljának detektálása georadarral változó vízmélységek mellett.

Mivel az elektromágneses hullám behatolási mélysége a mederanyagba elsősorban a használt antenna frekvenciájától és víz mélységétől függ, kutatásom során két antennával (50 és 200MHz) végeztem méréseket a vízmélység és az üledékbe történő behatolási mélység közötti összefüggés megállapítása céljából. A két antenna között jelentős különbség mutatható ki, 1 méteres vízmélységnél a 200 MHz-es antennával mindössze csak 1 m, míg az 50 MHz-es antennával 1,5-1,6 m a behatolási mélység érhető el. Az eredmények alapján természetes alapú logaritmikus összefüggés állapítható meg a vízmélység és a jel behatolási mélysége között, magas korrelációs szinttel ($R^2=0,989$ és $0,951$) (5.19. ábra).



5.19. ábra. Különböző antennákkal (200 és 50 MHz antenna) elért behatolási mélység a vízmélység függvényében.

5.2.2. A dűnék georadaros vizsgálata

A vizsgált mederszakasz többszöri, szisztematikus felmérésével mód nyílt a meder alján megfigyelhető formák részletes feltérképezésére. A georadar szelvények alapján megállapítható, hogy a dűnék méreteinek nincs normál eloszlása. A mérési időszaktól és a vízmélységtől (d) függetlenül a dűnék méretei igen széles intervallumot ölelnek fel: magasságuk (h) 0,05-0,8 m közötti, hosszuk (l) 0,5-9,0 m közötti, szélességük (w) 1,8-3,2 m míg területük (A) 0,5-3,6 m² közötti volt (5.6. táblázat). A további összehasonlításokhoz a medián értékét vettem figyelembe, viszont a leggyakrabban jelentkező dűneméretet esetében móduzt használtam (5.6. táblázat).

5.6. táblázat. A négy időszakban vizsgált dűnék méretei: d-vízmélység, h-hossz, m-magasság, sz-szélesség, h/m-hossz-mélység arány, T-becsült terület.

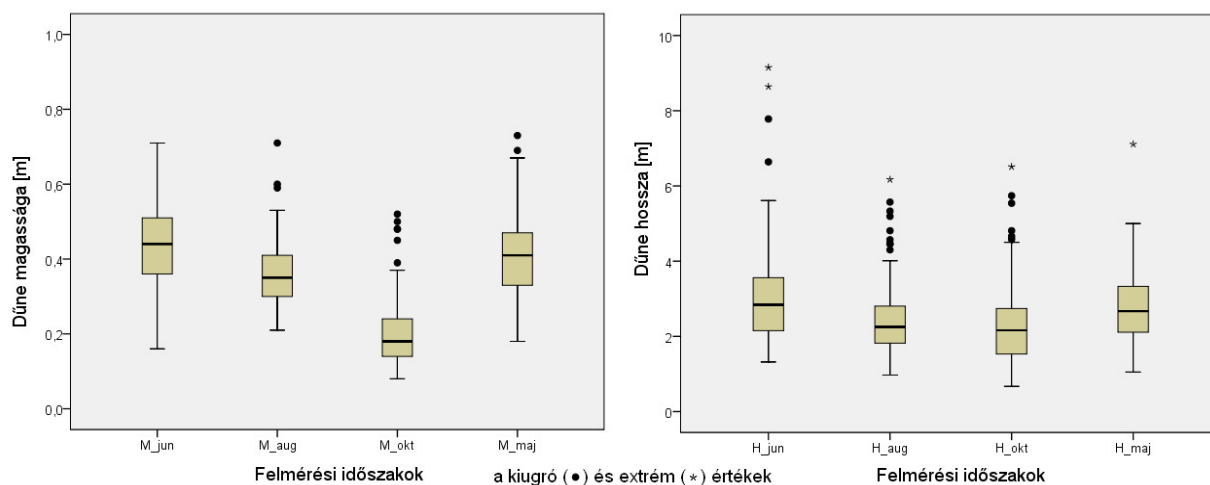
	Medián						Módusz					
	d[m]]	l[m]	h[m]	w[m]	l/h [/]	A[m ²]]	d[m]]	l[m]	h[m]	w[m]	l/h [/]	A[m ²]
2012.06	2,150	2,82 0	0,390	3,286	7,231	3,614	1,500	2,50 0	0,390	3,490	6,410	3,403
2012.08	1,000	2,28 0	0,350	1,898	6,514	1,515	0,300	2,34 0	0,380	1,430	6,158	1,271
2012.10	0,900	1,78 0	0,170	1,826	10,471	0,553	0,900	1,45 0	0,120	1,110	12,083	0,193
2013.05	1,515	2,67 0	0,410	2,685	6,512	3,270	1,700	3,00 0	0,330	3,360	9,091	3,326

Számos szerző lineáris összefüggést állapított meg a dűnék magassága, hossza és a vízmélység között (Neill 1969, Yalin 1977, Allen 1984, Carling et al 2000). Méréseim alapján a vízmélység, valamint a dűne hossz és magasság között nem mutatható ki lineáris összefüggés, szemben Allen (1984) kutatásainak eredményével. A megállapított lineáris korreláció szintje a dűnék magassága és a vízmélység ($R=0,08 - 0,37$), valamint a hossz és a vízmélység ($R=-0,47 - 0,08$) között alacsonynak mondható. Ugyanakkor a dűne hossza és magassága között szignifikáns ($p < 0,01$) közepes mértékű pozitív lineáris korreláció van ($R=0,216-0,555$).

A dűnék meredeksége meghatározott értékek között ingadozik (Yalin 1964, Neill 1969, Allen 1982), a folyó hidrodinamikai tulajdonságainak megfelelően. A különböző időszakokban meghatározott dűne méretének mediánja alapján a meredekségi mutató 6,5-10,5 között volt, hasonlóan Neill (1969) által meghatározott értékekhez (6,5-12,5) (5.6. táblázat).

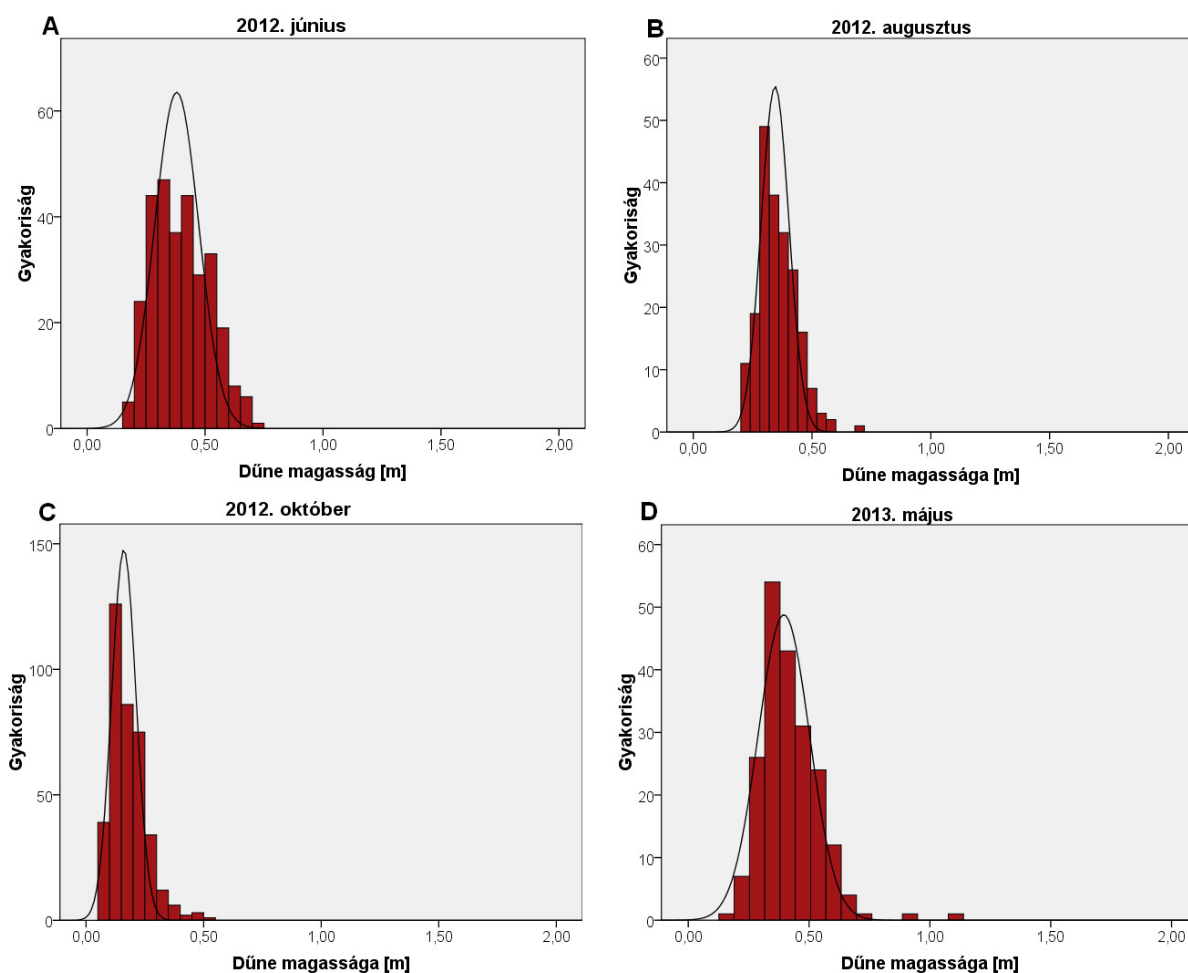
A dűnék hosszának és magasságának változását a mérések időpontjára jellemző vízállással hasonlítottam össze. Statisztikai elemzés elvégzése a kis mintaszám miatt nem volt

lehetséges, viszont összefüggés mutatható ki a dűnék hossza és magassága; valamint a vízhozam és a sebesség között. A dűnék méretét tekintve júniustól októberig (2012-es évben) folyamatos csökkenés látható. A 2013-as év tavaszi árhullámot követő, hosszabb ideig tartó kisvízes időszak után a dűnék mérete kisebb volt, mint a júniusi időszakban (5.20. ábra).



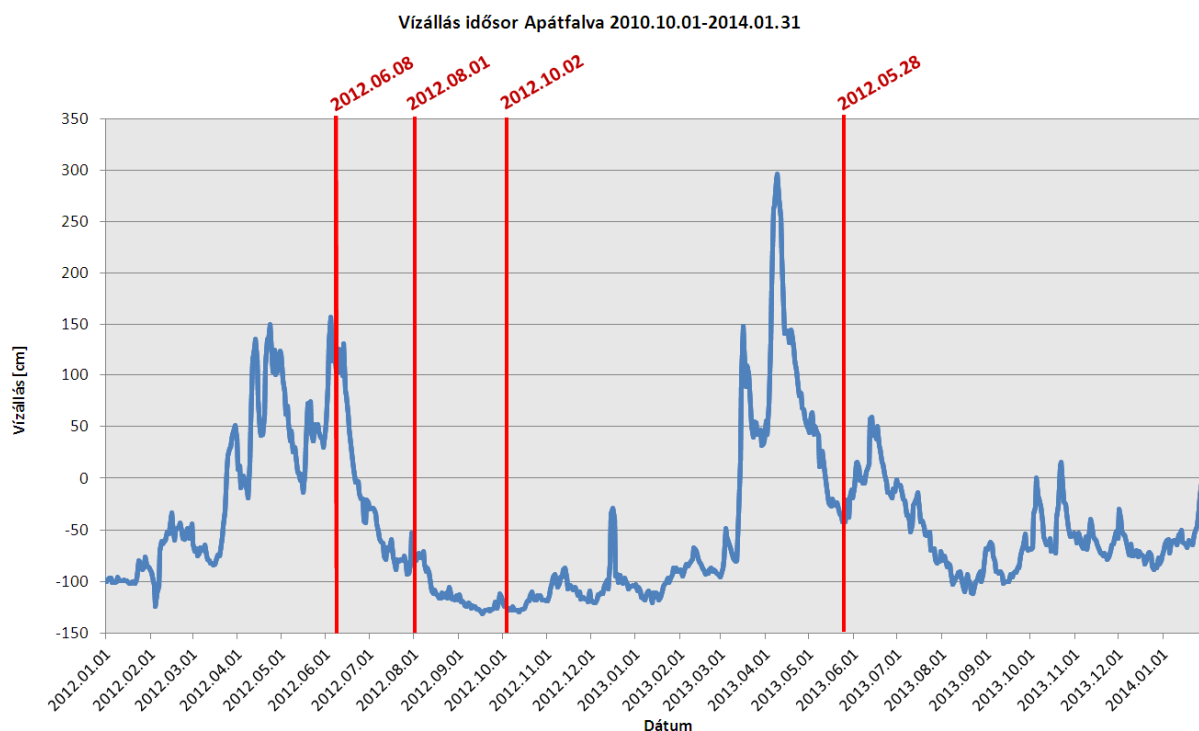
5.20. ábra A dűné magasságának és a hosszának eloszlása a vizgált hónapokban box-plot diagramokon ábrázolva.

A továbbiakban bemutatom a dűnék magasság értékeinek eloszlását különböző időszakokban és hidrológiai viszonyok mellett. A négy időszakban felmért dűnék magasságának eloszlását vizsgálva elmondható, hogy a júniusi és a májusi (**a**, **d**) értékek szélesebb skálán mozognak, mint az augusztusi, és októberi (**b**, **c**) időszakban (0,1-0,5). A dűnék magassága júniustól októberig csökken, az eloszlás csúcsossága pedig növekszik, a májusban mért dűnék magassága pedig hasonló, mint a júniusi (5.21. ábra).



5.21. ábra. A különböző időszakokban vizsgált dűnék magasságának változásai.

A 2012-as és 2013-as vízállásokat (Forrás: ATI-VIZIG) tekintve a júniusi, valamint a májusi mérés előtt nagyobb vízállás volt, míg a vízállás augusztusban és különösen októberben hosszabb időszakon át volt alacsony (5.22. ábra). A dűnék méretének szempontjából az augusztusi és az októberi időszakban a vízhozam stagnál, ezért a dűneméret is kisebb értéktartományok felé tolódott. A júniusi, illetve májusi mérések a tavaszi áradás leszálló ágában történtek, ezért a dűne magasságok szélesebb határok között mozogtak (0,2-0,75 m). A leszállóágban erózió a jellemző, a dűneméret csökkenése várható.



5.22. ábra. Vízállásgörbe a vizsgálat által érintett két évben, és a mederfelmérések időpontjai.

5.2.3. Zátanyfejlődés

5.2.3.1. A mederközepi zátanyon elkülönített radarfáciesek és értelmezésük

A zátanyvizsgálat 270 MHz-es antennával történt, ennek megfelelően a felvett szelvények a vertikális felbontása a víszinttől függően az adott közegben megközelítőleg 15 cm, míg a legnagyobb behatolási mélysége 4-5 m között volt. A radarfáciesek vizsgálata során először a zátanytestben húzódó vízfelszínt határoztam meg melyet a visszavert elektromágneses hullám amplitúdójának ugrásszerű megnövekedése alapján azonosítottam a radar szelvények teljes hosszán. A radar szelvények vizsgálatának eredménye képpen négy radarfácies került elkülönítésre a reflexiós felszínek alakja, dőlésszöge, az egymás közötti viszonya, valamint a felszín hossza és az amplitúdója alapján. A felvett georadar szelvények alapján az alábbi radarfáciesek különböztethetők meg:

1) halmos szerkezetű - dűne fácies

A radarfácies a zátany felszín közeli részein jelentkezik (5.23. ábra-1), és domború reflexiós felszínek (halmok) alkotják. Az elkülöníthető halmok hossza: <3-5 m, magassága pedig 0,1-0,5 m között mozog. A szelvényeken észlelhető halmok magasságát és hosszát a felmérés iránya is befolyásolja, a halmok egymástól különböző távolságra találhatók. Hasznló radarfácieseket Sambrook Smith et al. (2005, 2006) és Lunt et al. (2013) különítette el a

sodorvonalban valamint a zátony felszínén, az elkülönített fácies keresztrétegzett, melyet a kanyargós gerincű dűnék alkotják. A Miall (1985) által meghatározott fluviális fáciesek közül a dűne fácies az *Sr* fáciesnek felel meg, vagyis ripple laminációval ellátott homok alkotja.

2) ferde rétegződésű - zátony fácies

A rétegek - az alkalmazott 270 MHz-es antenna részletességének megfelelően 0,25-0,70 m távolságra követik egymást (5.23. ábra-2). A fáciesre a közel párhuzamos ferde rétegek a jellemzők, melyek dőlésszöge szelvényenként változó lehet (15-30°), mivel a GPR szelvényezés iránya nagymértékben befolyásolja az észlelt rétegek dőlésszögét. A ferde rétegek felső, illetve alsó szakaszai szubhorizontálisak is lehetnek. Más szerzők a ferde rétegzett fácieseket a zátony szélein és a sodorvonalban különíthették el (Best et al 2003, Wooldridge és Hickin 2005, Sambrook Smith et al, 2005, 2006 Lunt et al 2013), ugyanakkor a delta fáciesnek is hasonló a leírása, csak mértarányaiban különbözik (Ékes és Friele 2003, Wooldridge és Hickin 2005). A fluviális fácieseket (Miall 1985) tekintve a zátony fácies az *Sp* – keresztrétegzett homokos fáciesnek felel meg.

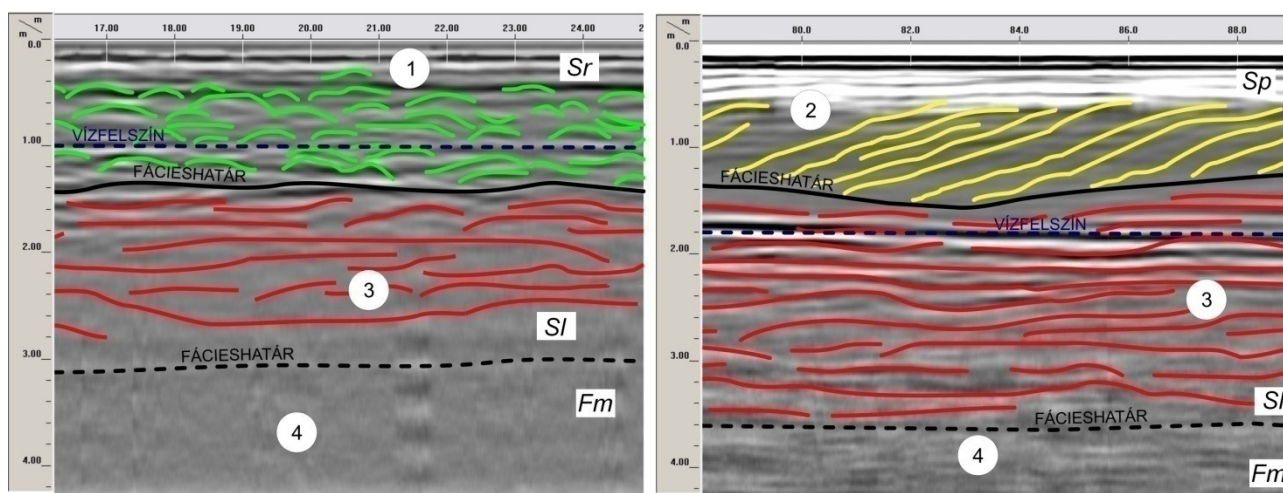
3) vízszintes rétegződésű - meder fácies

A fáciest horizontális - szubhorizontális folyamatos reflexiók jellemzik, melyek közel párhuzamosak egymással (5.23. ábra-3). A fácies elkülöníthető a folyásirányban, valamint a rá merőleges irányban felvett radar szelvényeken is. A fácies főleg a szelvények mélyebb részein figyelhető meg és az egymást követő, egymásba épülő egységekkel jellemzett. A fluviális közegekben végzett georadar vizsgálatok során meder fáciest különíthettek el a zátony felszín közeli részein valamint a mederfenéken (Wooldridge és Hickin 2005, Sambrook Smith et al. 2005, 2006, Lunt et al. 2013). A mederüledék dűne és zátony formájában lerakódott vízszintes homok-, kavicsrétegek (Best et al. 2003, Ékes és Friele 2003), melyek ráépülnek az előző hidrológiai viszonyok mellett keletkezett mederanyagra (Ashmore 1983). A meder fácies az *Sl* keresztrétegzett, kis dőlésszögű, homokos rétegek (Miall 1985) által alkotott fluviális fáciesnek felel meg.

4) rétegződés-mentes - medertalp

A felvett georadar szelvényeken 2,7-4,2 m mélység között egy erős reflexióval jelzett határ figyelhető meg, mely alatt rétegzetlen közeg (reflexió - mentes) található (5.23. ábra-4). A reflexió - mentes fáciest, mint masszív homogén litológiai egységet Beres és Haeni (1991) valamint Ékes és Friele (2003) is elkülönítette. A medertalp, vagyis a rétegződés mentes

fácies feltehetően megegyezik a Miall (1985) által meghatározott **Fm (Sm)** fáciessel, melyet rétegzetlen homok illetve iszap alkotott.



5.23. ábra. A zátony vizsgálata során elkülönített radarfáciesek. 1) halmos szerkezetű radarfácies, 2) ferde rétegződésű radarfácies, 3) vízszintes rétegződésű radarfácies, 4) rétegződés-mentes radarfácies.

5.2.3.2. A vizsgált mederközepi zátony fejlődése

A Maros apátfalvi szakaszán található mederközepi zátony georadaros vizsgálata különböző hidrológiai viszonyok mellett történt. A zátony felépítésében követhető változások először a közös (egymást átfedő) területen lettek megvizsgálva. A három évben (2011-2013) felmért zátony közös területe 2565 m², míg a zátony medertalpig mért magassága 2011-ben 2,78 m, 2012-ben átlagban 0,20 méterrel nőtt (2,94 m), míg 2013-ban pedig még közel 0,5 méterrel magasodott (3,53 m). A közös terület térfogata a medertalponhoz viszonyítva 2011-ben 7125 m³ volt, 2012-ben 7535 m³, 2013-ban pedig a medertalpon található vastagabb mederüledékmiatt 9065 m³, ugyanis 2013-ban a zátony átlagos tengerszint feletti magassága ~0,4 m-rel magasabb volt, mint az azt megelőző évben (5.7. táblázat).

5.7. táblázat. A zátony átlagos magassága és a vízállás tengerszint feletti magassága a 3 felmérés idején

Zátony felmérés ideje	Átlagos magasság	Vízállás	Medertalptól mért magasság	Térfogat a medertalpig
2011.11.10	80,50 mBf	80,29 mBf	2,78 m	7125 m ³
2012.10.02	80,76 mBf	80,11 mBf	2,94 m	7535 m ³
2013.10.15	81,68 mBf	81,61 mBf	3,53 m	9065 m ³

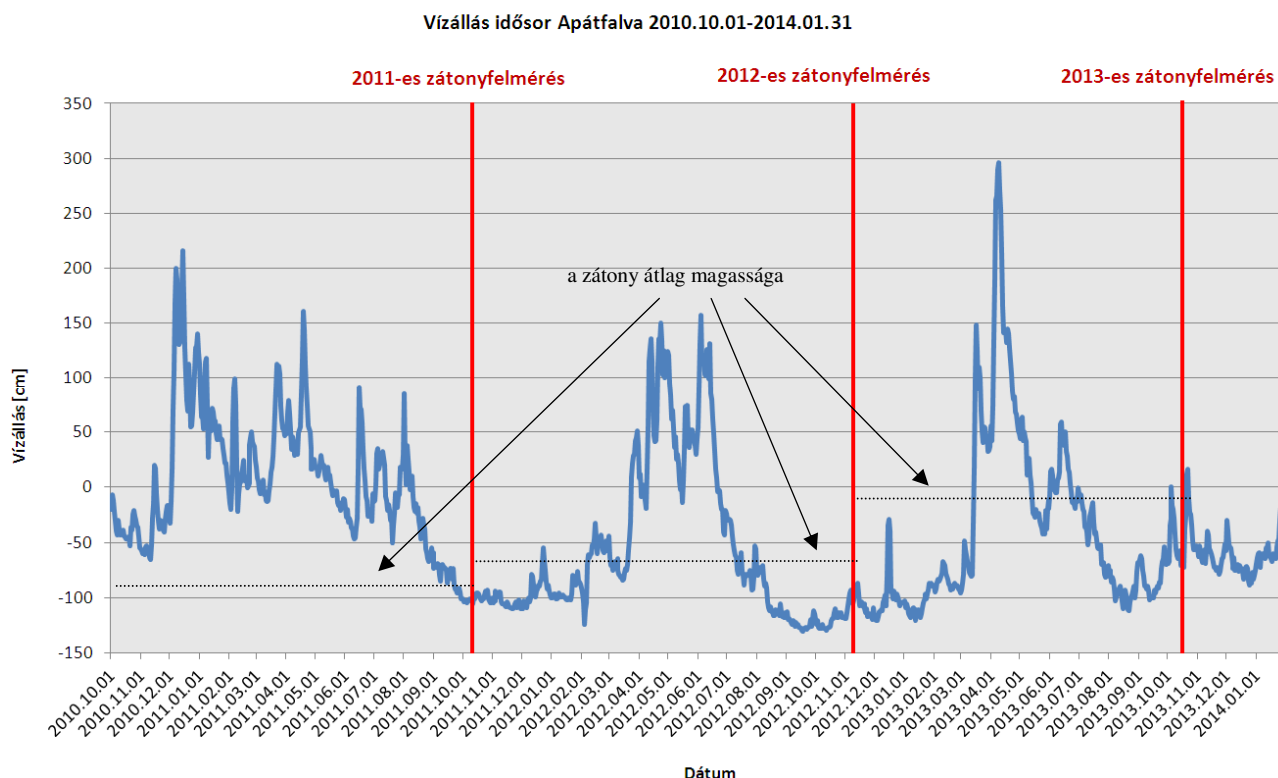
A zátony vizsgálata során 2011-ben felmért zátony átlagos magasságát tekintve összesen 301 napon keresztül volt 0,5 méteres vízborítás alatt, a vízoszlop magassága

átlagban 1,15 m volt. A következő évben felmért zátony területe már négyszerese volt a 2011-ben, az adott vízállásnak mellett szárazon maradt zátonynak és összesen 260 napig volt vízborítás alatt, mely átlagos mélysége 1,40 m volt (5.8.táblázat). 2013-ban viszont a zátony előrenyomulásával együtt csökkent a területe (5.7. táblázat), és csak 119 napig borította átlagban 1,45 m mély víz a zátony felszínét.

5.8. táblázat. A zátony vizsgálat időszakaira jellemző átlag vízszintek és vízoszlop magasságok a zátony átlagos magassága felett.

Időszak	átlag vízszint a zátony felett	vízoszlop magassága a zátony tetején			
		50 cm	100 cm	150 cm	200 cm
2010.10.01.- 2011.11.10 (406 nap).	1,15 m (401 nap)	301 nap	172 nap	70 nap	28 nap
2011.11.11.- 2012.10.02. (327 nap)	1,40 m (260 nap)	146 nap	93 nap	64 nap	31 nap
2012.10.03.- 2013.10.15. (377 nap)	1,45 m (119 nap)	95 nap	58 nap	26 nap	15 nap

A vízállás változását tekintve 2010 októberétől 2011 októberéig tartó egy éves időszak alatt az apátfalvi vízállás adatai alapján (forrás: ATI-VIZIG) elmondható, hogy tavasztól őszig három árhullám különíthető el: egy téli árhullám, melyet a tavaszi követett, majd júniusban kezdődött egy alacsony, két hónapig tartó árhullám. A következő zátonyfelmérési időszakig (2011-2012) a vízállást egy alacsony tavaszi árhullám, majd egy hónapos apadás után még egy árhullám határozta meg. Az alacsony, három hónapig tartó árhullám után a vízszint csökkenés volt. 2012 nov. és 2013 okt. között egy közepes tavaszi árhullám figyelhető meg, melyet egy kisebb ár követett júniusban (5.24. ábra).



5.24. ábra. Vízállásgörbe a vizsgálat által érintett három évben, és a zátonyfelmérések időpontjai.

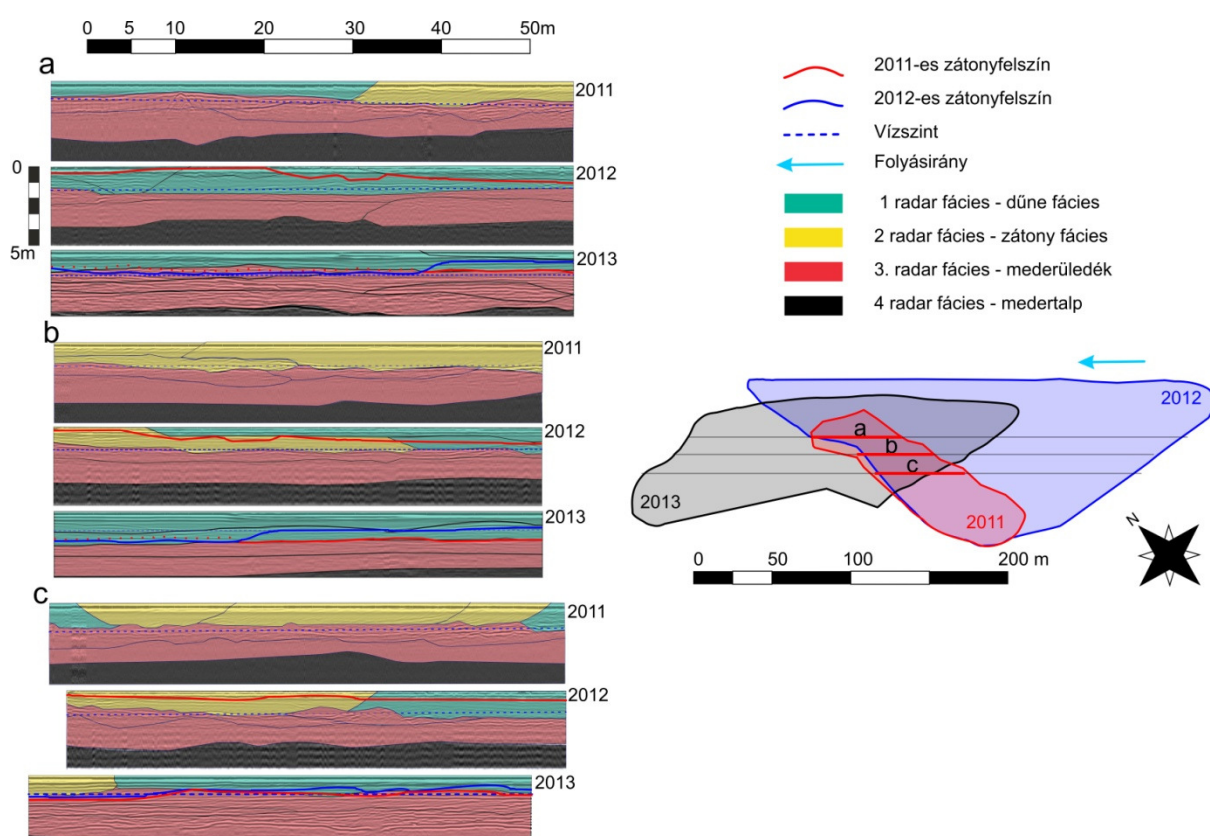
A mederközepi zátonyon végzett georadar szelvényezés által érintett közös területen ~30 db radar szelvény található. A szelvények kiértékelés során, a felső - **a**, középső - **b** és alsó - **c** szakaszon (5.25. ábra) hasonlítottam össze a különböző időpontokban (2011, 2012, 2013) felvett radar szelvényeket, hogy az áthalmozott, valamint az újabb rétegek kiterjedései és fáciasei meghatározhatóak legyenek.

Az 2011-es **a** szelvényen látható a felső ~1 m vastag dűne fácies különíthető el a zátony lee oldalán, míg a luv oldalán ~1,5 m vastag zátony fácies található a mederüledéken. 2012-es felmérés alapján a luv oldalon ~1 m vastagságú dűne fácies rakódott le a 2011-es állapothoz képest, valamint a lee oldalon a mederüledék ~1 m vastagságban erodálódott és helyén dűne fácies volt található. A következő évben a 2012-es állapothoz képest növekedett a medertalpon található meder fácies vastagsága, valamint a dűne fácies vastagság a csökkent az előző évhez képest. (~1,5 m) (5.25/a. ábra).

A **b** szelvényen felmért radar szelvényen 2011-ben a meder fáciesen ~2 m vastag zátony fácies volt. A következő évben a zátony luv oldalán erodálódott a zátony fácies, és már a szelvény középső részén már csak ~1 m vastagságban, a lee oldalon pedig 1-1,5 m vastagságban található meg. Az átdolgozott zátony fáciest dűne fácies váltotta fel. 2013-ban a

meglévő fáciesek ~2 m vastagon áthalmozódtak és a zátonyon a dűne fácies lett domináns (5.25/b. ábra).

Az első 2011-es évi szelvényen a c szelvény középső részén ~1,5 m vastag zátony fácies, míg a zátony lee és luv oldalán dűne fácies a domináns. A következő évben ~1 m vastagságú az átdolgozott réteg, a vizsgált szakasz lee oldalán továbbra is megtalálható a zátony fácies, míg a luv oldalon ~2 m vastag dűne fácies van jelen. A 2013-as felmérés során a zátony fácies már csak 10 m hosszan és ~1,5 m vastagon figyelhető meg a szelvény lee oldalán. Ugyanakkor a 2012-es zátonyfelszínt figyelembe véve ~2 m vastag réteg halmozódott át, melyet 1,5 m mederüledék, majd az adott év hidrológiai viszonyai mellett dominánsan dűne fácies váltott le (5.25/c. ábra).



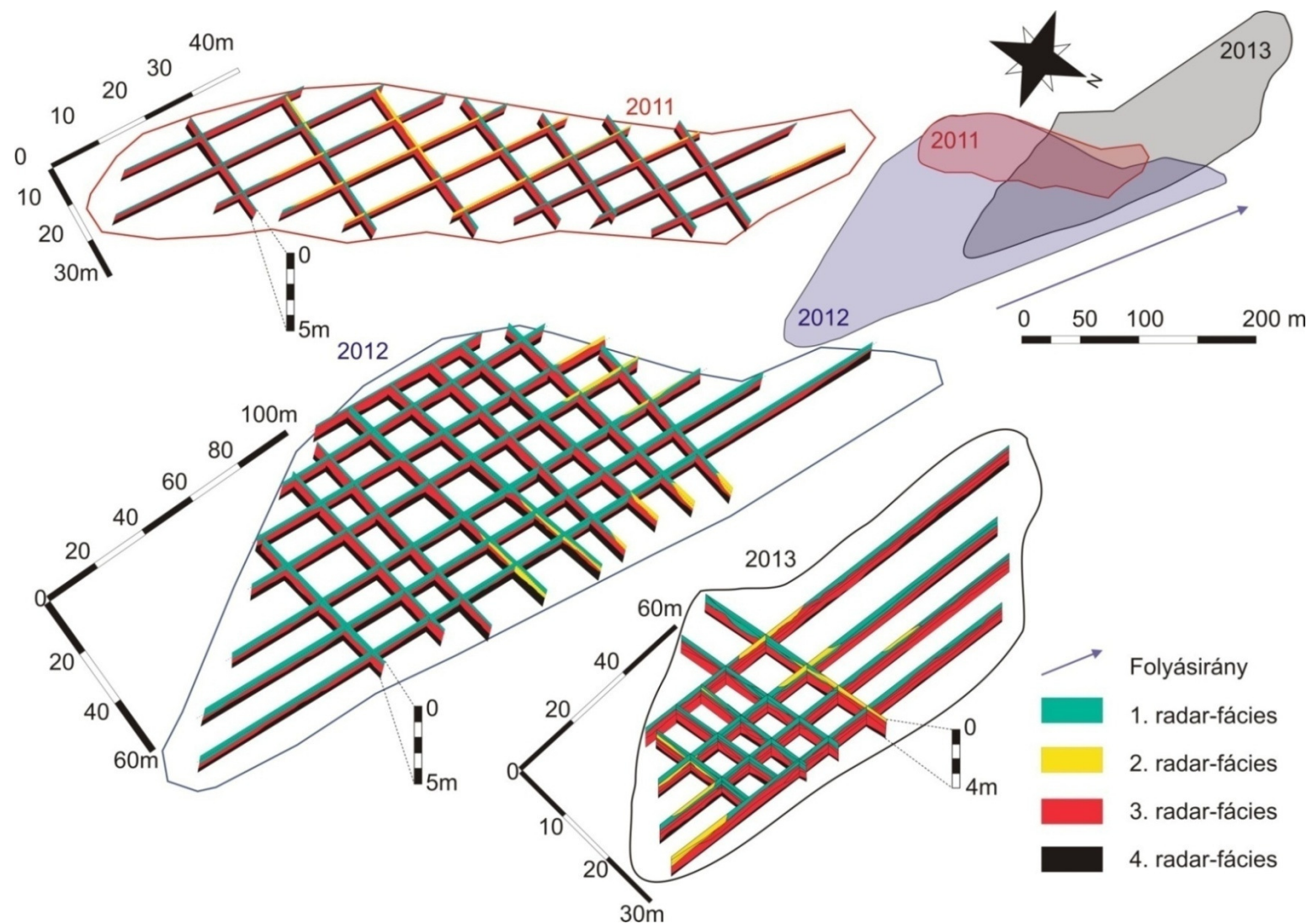
5.25. ábra. A különböző időpontokban felmért zátony georadar szelvényei és a közös területen elkülönített radarfáciesek.

A három egymást követő évben felmért zátony fejlődése a teljes területet tekintve, első sorban a méreteivel mutatható be, a domborzat modellek alapján. 2011-ben a zátony felszíne 5000 m² volt, a medertalpig való átlag mélység 2,78 m. A következő évben (2012) a zátony területe jelentősen megnőtt (20 000 m²), míg a medertalpig való mélység átlagosan 2,94 m volt. A zátonyok éves térfogat változása alapján elmondható, hogy a teljes területen 2011-

2012 között a feltöltődés játszott fontos szerepet a zátony fejlődésében, hiszen $21\,000\text{ m}^3$ volt a felhalmozás, és mindössze 550 m^3 az erózió. 2013-ban viszont a zátony területe csökkent ($13\,000\text{ m}^2$), míg a medertalp mélysége $3,53\text{ m}$ -re nőtt az előző évi felméréshez képest, ami vastagabb üledék réteget jelent, ugyanakkor az erózió kapott fontosabb szerepet, melyet a felmérés szerint $8\,000\text{ m}^3$ feltöltődés és $14\,000\text{ m}^3$ erózió tükröz.

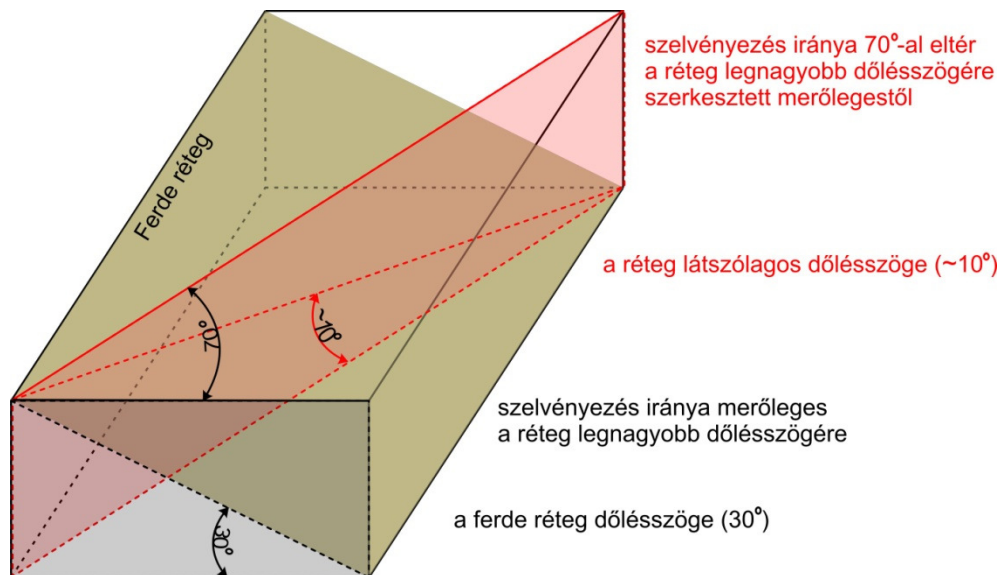
A mintaterületen 2011-ben felmért zátony teljes területét tekintve az medertalpon átlagban $\sim 1,5\text{ m}$ meder fácies volt található a medertalpon. A zátony uszályán $\sim 1\text{ m}$ vastagságban dűne fácies, míg a zátony középső részén, a medertalpon hasonló vastagságban zátony fácies volt elkülöníthető, míg a zátony fejen dűne fácies dominált (5.26. ábra). 2012-re a 2011-ben felmért zátonyt a felszínétől tekintve átlagosan $\sim 2\text{ m}$ vastagságban dolgozódott át az üledék. 2012-ben felvett szelvények alapján elmondható, hogy a közel három méter mélységen megtalálható medertalpat átlagban 2 m meder fácies fedti. A meder fáciesen $1-1,5\text{ m}$ vastagságban található meg dűne fácies. Zátony fácies csak a zátony jobb oldalán, valamint a zátonyfej bal oldali részén különíthető el (5.26. ábra). A 2012-es zátony felszínének $\sim 1,5\text{ m}$ vastagságú üledéke lett áthalmozva a 2013-as évre. A 2013-as felméréskor a medertalpon található meder fácies vastagsága átlagosan $2,5\text{ m}$ volt, melyet zátony és dűne fáciesek takartak $\sim 1\text{ m}$ vastagságban. A ferde rétegzett zátony fácies a zátony uszályán, valamint a középső részén volt elkülöníthető (5.26. ábra).

A radar szelvényeken elkülönített radarfáciesek és a vízállás elemzése alapján elmondható, hogy a kisebb, hosszan tartó vízborítás, mely lassabb vízszintváltozással jellemezhető kedvez a zátony fáciesek képződésének. A közepes, rövidebb ideig tartó vízborítás, mely, gyorsabb vízszintváltozást okoz a dűne fácies előrenyomulását eredményezi. A 2011-2012 közötti időszakban a kis és közepes árhullám jelentős mértékben átdolgozta a mederanyagot. Az átdolgozott üledék vastagsága a luv oldalon $\sim 1\text{ m}$ míg a lee oldalon 2 m volt, a feltöltődés mértéke pedig közel 2 m . A jellemző kis-közepes energiaviszonyok mellett kialakuló zátony faciést felváltotta a csökkentett vízmélység és kisebb energiaviszonyok mellett kialakuló dűne fácies, mely a 2012-es zátony felső ~ 1 méteres rétegét alkotja. Ugyanakkor 2012 és 2013 között közepes árvízi esemény után történő fokozatos vízszint csökkenés mellett zátony és dűne fáciesek is egyaránt kialakultak a zátony felszín közeli részén. A 2013-as felmérése alapján elmondható, hogy közel $1,5\text{ m}$ vastag üledék (dűne fácies) erodálódott, melyet helyenként $0,5\text{ m}$ vastag meder fácies töltött ki és a zátony magasságának növekedésével zátony és dűne fácies is kialakult $\sim 2\text{ m}$ vastagságban a zátony felső részén.



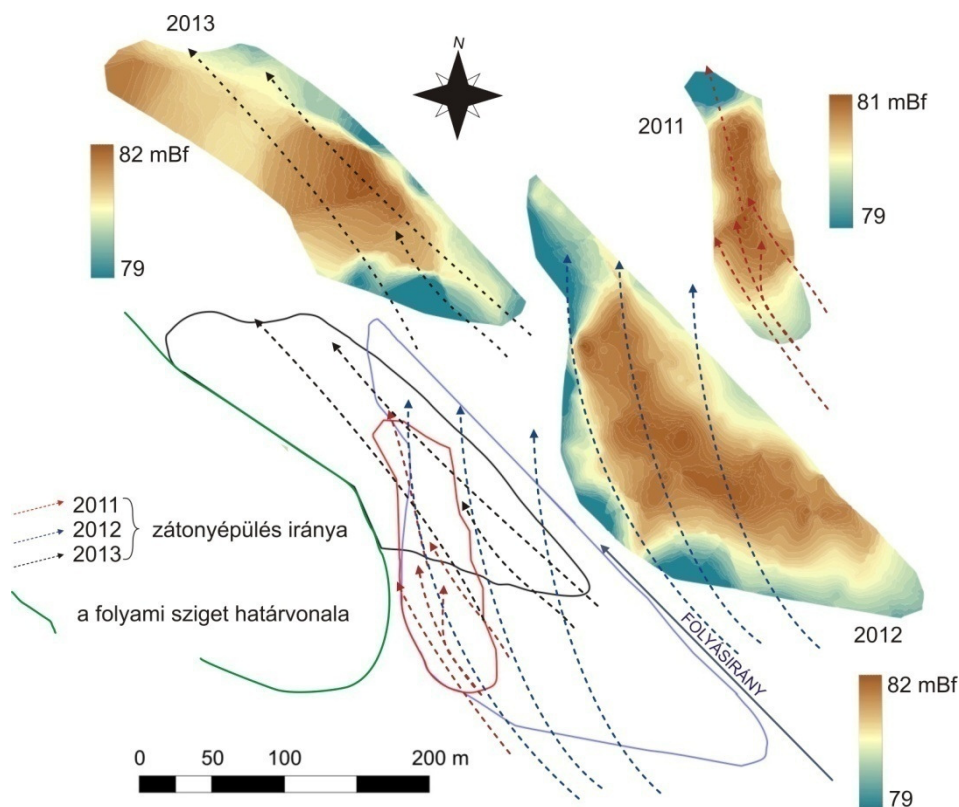
5.26. ábra. A zátony 3D modellje az elkülönített radar-fáciesek alapján.

A zátony fáciesek dőlésszögéből következtetni lehet a georadar szelvény és a folyásirány közötti szögre. A zátony fácieseket alkotó ferde rétegek dőlésszögét megmérve meghatározható volt az adott fácies épülésének iránya, vagyis a folyásirány. A zátony fáciest felépítő ferde rétegek dőlésszöge $\sim 30^\circ$ -s, ha a radar szelvényezés iránya megegyezik a folyásiránnyal, ha viszont pl. $\sim 70^\circ$ -os szöget zár be a folyásiránnyal a radar szelvényen elkülöníthető ferde rétegek dőlésszöge $\sim 10^\circ$ -osnak látható a radar szelvényen (5.27. ábra).



5.27. ábra. A zátony fáciesen lehatárolható ferde réteg dőlésszöge georadar szelvény és a folyásirány közötti szögtől függően.

A zátony fáciest tartalmazó radar szelvényekhez viszonyítva a fácies épülési irányát minden zátony felmérési időszakra meghatároztam. A 2011-es felmérés alapján a zátonyt építő folyásirány a zátony uszályán átbukva párhuzamosan halad a zátony hossz tengelyével. A 2012-es felmérés eredményeit tekintve a zátonyépülés iránya a zátony uszályán párhuzamos a folyó folyásirányával, míg a zátony fejrészénél már $\sim 40^\circ$ -ban eltér tőle. 2013-ban felmért zátony fácies rétegeinek dőlésszöge alapján elmondható, hogy a zátony épülésének iránya az uszályrészénél közel $\sim 10^\circ$ -kal eltér a folyó folyásirányától, míg a zátony többi részén párhuzamos vele (5.28. ábra).



5.28. ábra. Az egykori folyásirány a georadarral felmért szelvények zátony fácies rétegeinek dőlésszöge alapján.

A vizsgált zátony összetett forma, melyen zátonynyelvek nyomulnak előre a megadott irányba. A zátony fáciesek rétegeinek dőlésszöge alapján elmondható, hogy a 2011-ben, a folyami sziget előtt elhelyezkedő zátonyon, a zátonyképződési irány az uszály részen megegyezik a folyó folyásirányával, majd közvetlen a sziget előtt $\sim 40^\circ$ -ot tér el jobb oldalra. Ez a zátonyképződési irány 2012-ben is megállapítható, a zátony jobb oldalán, illetve a bal oldali fejrésznél megtalálható zátony fáciesek alapján. A jobbra kanyarodó vízáramlás, feltehetően egy mellékág jelenétét igazolja, mely a folyami sziget előtt helyezkedhetett el. A feltételezett mellékág a sziget előterében 2013-ra eltömődik, hiszen 2013-ban a zátony helyzete a szigethez viszonyítva elmozdult, már közvetlen a sziget mellett található, és a zátonyépülési irány megegyezik a folyó folyásirányával.

6. Összegzés, következtetések

6.1. Az egykori fluviális formák és folyamatok

A Maros hordalékkúp felszínén markánsan kivehető paleomedrek rekonstrukciója során szedimentológiai és geofizikai módszerek kerültek alkalmazásra.

A szedimentológiai vizsgálatok során alkalmazott lézeres szemcseösszetételi módszer eredményei alapján megállapítható, hogy az elemi szemcseösszetétel meghatározásához szükséges előkezelési eljárás alkalmazása. Az előkezelési eljárás során a karbonát illetve a szervesanyag-tartalom eltávolításához a 24 órán át tartó savas kezelés (10 %-os HCl és H₂O₂) szükséges. Az elemi szemcseméret meghatározásához elegendő a mérés alatt 60 másodpercig tartó ultrahangos fürdő.

A geofizikai, 2D elektromos szelvényezés eredményei alapján elmondható, hogy a fluviális formakincs lehatárolásában három esetet különböztethetünk meg. A telítetlen térrészen a különböző üledékek elkülönítése a fajlagos elektromos ellenállás értékek alapján lehetséges. Hasonló eset áll fent a teljesen teltett közegben, ahol a fajlagos elektromos ellenállás értékének változását a vizsgált üledékek minőségbeli jellemzői határozzák meg. A harmadik esetben a talajvízszint nagy mértékben lecsökkenti a fajlagos elektromos ellenállás értékét, nem különíthető el a meghatározni kívánt réteghatár, amit kontroll fúrások segítségével lehet kiküszöbölni.

A hordalékkúpon vizsgált paleomedrek keresztmetszeti paraméterei meghatározhatóak a D₉₀ szemcseössztételi paraméter ugrásszerű változása alapján. A paleomedrek átlagos szélessége a horiai (H) és a makó-rákosi (MR) meder kivételével igen széles mederrel jellemezhetőek. Ugyanakkor az átlagos mélyságuk 2-4 m között voltak, és igen magas szélesség mélység aránnyal rendelkeztek, a fonatosn és a meanderező medrek is.

Az elhagyott medrek utólagos feltöltődésének mértéke az idősebb makó-rákosi (MR) és kövegyi (K) meder esetében 2,1-2,2 m, míg a fiatalabb 9-12 ezer éves medrek esetében 1,5 m, a legfiatalabb (P) meder esetében pedig csak 0,9 m. Ugyanakkor a mintaszámnak megfelelően nem volt kimutatható lineáris korreláció.

Az egykori vízhozam és az átlagos szemcseméret között nincs egyértelmű összefüggés a vizsgált paleomedrek esetében. A hasonló vízhozamok mellett 2-3-szoros szemcseméretbeli különbségek mutatkoztak, mely alapján elmondható, hogy a mederanyag szemcseméretét a hordalékkúpi helyzet, a medermintázat, valamint a rendelkezésre álló üledék minősége is befolyásolhatja. A paleomedrek keresztmetszeti paraméterei alapján számított fajlagos

munkavégző-képesség értékek közel azonosak a Maros apátfalvi szakaszán meghatározott $10,77 \text{ W/m}^2$ értékkel.

A mederanyag szállítási módját tekintve a CM diagramon három csoportba osztottam a vizsgált paleomedreket (P-H, K-OH1-OH2, OH3-MR). Az átlagos szemcseösszetétel és osztályozottságon alapuló kétváltozós pontdiagram alapján elkülöníthető volt a fúrásokból származó meder-, illetve ártéri fáciesek. A meder- és az ártéri üledék a vizsgált medrek esetében gyengén, illetve mérsékelten osztályozottak, a geomorfológiailag jól azonosítható üledékek alapján meghatározott fácies határa $3,5-4,2\Phi$ között van.

A paleomedrek rekonstrukciójának megközelítése több módszer alkalmazásával, az adatok összehasonlításával átfogó képet kaptam az egykori paleomedrek kialakulásáról és energiaviszonyairól.

A horiai (H) paleomeder, mely megfelel a Miall (2006) által meghatározott 8. fácies modellnek; a hordalékkúp csúcsán található, kis energiával rendelkező meder. A mederüledék durva üledékkel jellemezhető a hordalékkúp csúcsához való közelsége miatt. A domborzati adottságot figyelembe véve a kis vízhozammal rendelkező folyó feltehetően belevágódott az ott található üledékbe, mely valószínűleg egy másik - e kutatás keretein kívül eső - fluvialis folyamat eredménye.

A pesaci (P) paleomeder, mely enyhén kanyargós, kifejezett teremszintekkel jellemzett, megfelel a Miall (2006) által meghatározott 3. fácies modellnek. A szedimentológiai, ERT, illetve a domborzati adottságait figyelembe véve elmondható, hogy a vizsgált paleomeder bevágódása a környezetébe nem egyértelműen kimutatható. A nagy energiaviszonyok és a mederben található formák statisztikus paraméterei alapján feltehetően a vizsgált paleomeder formálta őket.

A kövegyi (K) paleomeder enyhén kanyargós, kifejezett teremszintekkel jellemzett, és mint a pesaci meder, a 3. fácies modellnek felel meg. A hidrológiai, szedimentológiai jellemzőit és domborzati adottságait figyelembe véve elmondható, hogy jellemzően nagy energiával rendelkező folyó jelentős mértékben formálta a környezetét. Ugyanakkor a paleomeder jobb oldalán található magasabb térszín már meglévő magaslat volt a paleomeder mederformálásának folyamán.

Az orosházi meder fonatos szakasza klasszikus vándorló folyónak minősíthető (5. fácies modell) Miall (2006) szerint, míg az alsó szakasza klasszikus homokos, vegyes üledékkel jellemezhető meanderező meder (8. fácies modell). Az orosházi paleomeder (OH1) domborzati viszonyait és a mederkitöltő vízszintjét tekintve nem valószínűsíthető, hogy a fonatos mederbe azonosítható két szigetet az akkor aktuális fluvialis folyamat alakította. A

szedimentológiai és ERT eredményeket tekintve feltehetően a paleomedér egy korábbi fluviális folyamat által alakított felszínre érve elfoglalta az egykori medret, ebből származik pl. a magas sziget, folyóhát.

Az orosházi paleomedér középső szakaszán (OH2) hasonló következtetések vonhatóak le, mint a felett található OH1 szakasról. A paleomedér bal oldali folyóhátának magassága közel 1 méterrel meghaladja a mederkitöltő vízszintet, és a habár ártéri üledék jellemzi, nagyobb szemcseméretű. A nagy vízhozammal rendelkező meder ilyen magasságban nem formálhatta az említett folyóhátat. Másrészt a geomorfológiai adottságokat megvizsgálva látható, hogy ugyan kifejezett kanyarról van szó, viszont nem azonosítható a meanderező mintázatra jellemző sodorvonal és az övzátony sem a mederszakaszon. Ezen megállapítások után elmondható, hogy annak ellenére, hogy a fonatos folyó egy már fluviális felszínformálásnak alávetett felszínen található, a középső mederszakaszra valószínűsíthető a medermintázat-váltás az esés, a formák és a hordalékviszonyok alapján.

Az orosházi paleomedér harmadik vizsgált szakasza (OH3) már meanderező mintázattal rendelkezik, kifejezett sodorvonallal, és a domborzati jellemzők alapján jól azonosítható övzátonysorral. A paleomedér helyzetét vizsgálva a geomorfológiai adottságok alapján egy tereplépcső fedezhető fel; vagyis a vizsgált mederszakasz már a hordalékkúp peremi részén található. A kétváltozós diagram által kapott eredményeket tekintve megállapítható, hogy a meanderező szakasz külső ívét építő üledéket csak részben, míg a többi fúrásból származó mintákat pedig teljes mértékben a vizsgált meder által szállított anyag alkotja.

A nagy vízhozam ($\sim 2500 \text{ m}^3/\text{s}$) ellenére az orosházi paleomedér mederüledéke, a vizsgált három mederszakasz 12 km-es hosszán, $150 \mu\text{m}$ átlagos szemcseméretéről (OH1) $51 \mu\text{m}$ -re csökkent (OH3). A mederüledék szemcseméretbeli csökkenésének oka feltehetően a rendelkezésre álló üledék minőségi változásában kereshető, hiszen az energiaviszonyok változás a vizsgált hosszon nem lehetett nagy mértékű.

A makó-rákosi paleomedér (MR) iszapos, finom üledékű meanderező folyónak minősíthető (9. fációs modell) a Miall (2006) alapján. A vizsgálati területen finom szemcsés mérsékelten osztályozott üledék található. A domborzati adottságokat, energiaviszont és az üledékek jellegzetességét figyelembe véve a meanderező meder feltehetően belevájta magát a már meglévő üledékbe, de mivel már a hordalékkúp peremi részén helyezkedik el, a kis vízhozam ellenére formálta azt.

6.2. A recens formák és folyamatok

A recens formák és a folyamatok közötti kapcsolat megállapítására morfológiai és georadaros vizsgálatokat végeztem a Maros folyó apátfalvi szakaszán.

A georadaros mérések alapján megállapítható volt, hogy a víz jelenléte ugyan felerősíti a közeghatárokról visszaverődött jelet, viszont nagymértékben csökkentette a behatolási mélységet. Az elektromágneses jelvesztesség, vagyis az elektromágneses hullám gyengülése, a behatolási mélység függvényében, az anyagi minőségtől, és a nedvességtartalomtól függ. Tehát a jelvesztesség mértékéből következtetni lehet a kivizsgált közeg relatív anyagi minőségére.

A vízen történő georadaros mérések alapján elmondható, hogy az antenna kiválasztásával különböző vízmélységek mellett mederfenék feltérképezést végezhető. A vízen végzett georadaros szelvényezés legfeljebb 3,5-4,0 m vízmélységnél lehetséges, ahol már csak a mederfenék detektálható. Az 50 MHz és 200 MHz antennával végzett mérések alapján elmondható, hogy a vízmélység és a mederüledékbe való behatolási mélység között természetes alapú logaritmikus összefüggés van, vagyis a víz mélységének növekedésével exponenciálisan csökken a behatolási mélység a mederüledékbe.

A dűnevizsgálatokat tekintve elmondható, hogy a dűnék magassága és hossza között jól kimutatható lineáris összefüggés van, viszont a vízmélység ezekre gyakorolt hatása nem állapítható meg egyértelműen. Ugyanakkor, mivel a folyó hordalékszállítása a mederformákon keresztül - dűnék formájában - történik, azok méretét befolyásolja nemcsak az adott vízhozam, hanem a vízállás is. A vízállást tekintve a tavaszi nagyobb árvíz után a kisvizes időszakban fokozatosan csökken a dűnék mérete, a következő nagyobb árvízi eseményig, mely hatására a dűnék hossza és magassága megint növekedő tendenciát mutat.

A Maros apátfalvi szakaszán három évben felmért zátony adatfeldolgozása során négy radarfáciest határoztam meg, a reflexiók felszínek alakja, -szöge, az egymás közötti viszonya, valamint a felszín hossza és az amplitúdója alapján. A dűne fációs halmos szerkezetű, csökkenő vízmélység és energiaviszony mellett, a vizsgált zátony felszín közeli részein alakul ki. A zátony fáciest ferde dőlésszögű rétegek alkotják, a zátonyfront előrenyomulásához köthetőek, kisebb energiaviszonyok, illetve közepes vízállás mellett alakulhatnak ki. A meder fációs közel vízszintes, enyhén hullámos rétegek alkotják, a mederanyag nagy energiájú áthalmozódásához kapcsolódhat. Az áthalmozódás, illetve szállítódás elsősorban nagyméretű, akár 20-30 m hosszúságú, a mindenkori sodorvonalban is jelen lévő dűnék, valamint homoktakaró formájában történik. A reflexió - mentes radarfációs feltehetően a medertalp alatt kompakt rétegzetlen üledék.

A radarfáciesek alapján elmondható, hogy 2011-2012 a kis és közepes árhullám jelentős mértékben átdolgozta a mederanyagot, hiszen a feltöltődés mértéke ~2 m volt. Ugyanakkor a jellemző kis-közepes energiaviszonyok mellett kialakuló zátony fáciest felváltotta a csökkentett vízmélység és kisebb energiaviszonyok mellett kialakuló dűne fácies, mely a 2012-es zátony felső ~1 méteres rétegét alkotja. Ugyanakkor 2012 és 2013 között közepes árvízi esemény után történő fokozatos vízszint csökkenése mellett zátony és dűne fáciesek is kialakultak a zátony felszín közeli részén.

A vizsgált zátony összetett forma, melyen zátonynyelvek nyomulnak előre a megadott irányba, melyet a zátony fácieseken alapján megállapítható. A zátony fáciesek rétegeinek dőlésszöge alapján elmondható, hogy a 2011-ben, a folyami sziget előtt elhelyezkedő zátonyon, a zátonyképződési irány az uszály részen megegyezik a folyó folyásirányával, majd közvetlen a sziget előtt ~40°-ot tér el jobb oldalra. Ez a zátonyképződési irány 2012-ben is megállapítható, a zátony jobb oldalán, illetve a bal oldali fejrészénél megtalálható zátony fáciesek alapján. A jobbra kanyarodó vízáramlás, feltehetően egy mellékág jelenétét igazolja mely a folyami sziget előtt helyezkedhetett el. A feltételezett mellékág a sziget előterében 2013-ra eltömődik, hiszen 2013-ban a zátony helyzete a szigethez viszonyítva elmozdult, közvetlen a sziget mellett található és a zátonyépülési irány megegyezik a folyó folyásirányával.

7. Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt hálás köszönetemet szeretném kifejezni témavezetőmnek, Dr. Sipos György egyetemi adjunktusnak az elmúlt években adott hasznos tanácsokért, útmutatásáért, valamint kitartó támogatásáért.

Köszönettel tartozom a Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék munkatársainak, öteleteikért és önzetlen segítségnyújtásukért. Szeretném megköszönni a Tanszék PhD hallgatóinak, egyetemi hallgatóinak a doktori képzésem során nyújtott terepi segítséget és türelmet. Külön köszönöm Dr. Bata Teodórának az önzetlen baráti és szakmai segítséget.

A Temesvári egyetem munkatársainak és kutatóinak Dr. Petru Urdea-nak, Dr. Alexandru Onaca-nak és Dr. Florina Ardelean-nak köszönőnettel tartozom a rendelkezésemre bocsájtott műszerekért, illetve a mérések során nyújtott segítségeikért.

Köszönettel tartozom Fiala Károlynak az Alsó-Tisza-vidéki Vízügyi Igazgatóság, Vízrajzi és Adattári Osztályvezetőjének, a rendelkezésemre bocsájtott adatokért és a műszerekért.

Végül, de nem utolsó sorban, köszönöm Férjemnek, Családomnak és Barátaimnak az évek során nyújtott sok-sok szeretetet, megértést és türelmet.

8. Irodalomjegyzék

- Airey K. and Bates C. R., 2000, Geophysical survey for paleoriver channels and subsidence features in Hertfordshire, EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition — Glasgow, Scotland, 29 May - 2 June 2000
- Allen J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology* 33, 237-293,
- Allen, J.R.L. 1984. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam
- Andó M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, 89-107.
- Arcement G.J. and Schneider V.R. 1989: *Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains* United State Government Printing Office, Denver, 37p
- Arcone S.A. 2007. Characterization of freshwater EM subbottom sediment properties and target responses for detection of UXO with Ground-Penetrating Radar (GPR). SERDP Military Munitions Project UXO 1440, Hanover
- Ashworth P.J. 1996: Mid-channel bar growth and its relationship to local flow strength and direction. *Earth Surface Processes* 21, 103-123.
- Ashworth P.J., Best J.L., Roden J.E., Bristow C.S., Klaassen G.J. 2000. Morphological evolution and dynamics of a largesand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh. *Sedimentology* 47, 533-555
- Asprion U. and Aigener T., 1999. Towards realistic aquifer models: tree-dimensional georadar surveys of quaternary gravel deltas (Singen Basin , SW Germany), *Sedimentary geology* 129, 281-297
- Baines D., Smith D.G., Froese D.G., Bauman P., Nimeck G. 2002. Electrical resistivity ground imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valley-fills. *Sedimentology* 49, 441-449
- Baker, V.R., 1988. Flood geomorphology and palaeohydrology of bedrock rivers. In: Dardis, G.F., Moon, B.P. (Eds.), *Geomorphological Studies in Southern Africa*. A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 473–486.
- Bakker M.A.J., Maljers D., Weerts H.J.T., 2007, Ground-penetrating radar profiling on embanked floodplains, Netherlands, *Journal of Geosciences — Geologie en Mijnbouw* 86 (1), 55-61
- Balachandar R. and Reddy H.P. 2011. Bed Forms and Flow Mechanisms Associated with Dunes, in Bhuiyan F. *Sediment: Transport - Flow and Morphological Processes*, InTech, Chapters published
- Balogh K. 1991. A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In: Balogh K. (ed.). *Szedimentológia I. kötet*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 131-190
- Banks W.S.L. and Johnson C.D. 2011. Collection, Processing, and Interpretation of Ground-Penetrating Radar Data to Determine Sediment Thickness at Selected Locations in Deep Creek Lake, Garrett County, Maryland, 2007, Scientific Investigations Report 2011–5223
- Bates D.T., 2011. Characterizing river and lake sediment using geophysical methods in urban impacted areas within summit Summit Country, Ohio, A Thesis, Presented to The Graduate Faculty of The University of Akron
- Bérczi I. és Balogh K. 1991: A törmelékes üledékes kőzetek szövete. In: Balogh K. (ed.). *Szedimentológia I. kötet*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 454-499.
- Beres M. and Haeni F.P. 1991, Application of Ground-penetrating- Radar Methods in Hydrogeology Studies, *Ground water* 29(3), may-jun

- Bersezio R., Guidici M., Mele M., 2007, Combining sedimentological and geophysical data for high-resolution 3-D mapping of fluvial architectural elements in the Quaternary Po plain, *Sedimentary Geology* 202, 230-248
- Best J.L., Ashworth P.J., Bristow C.S., Roden J. 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, midchannel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 73, 516-530
- Beuselinck L., Govers G., Poesen J., Degrae, G., Froyen L. 1998. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena* 32, 193-208.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. 2009: Alluvial fan processes and forms. In: Parson, A.J., Abrahams, A.D. (szerk.): *Geomorphology of Desert Environments*. Springer 413-467
- Blott, S.J. and Pye, K. 2001. Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: review and recommended procedures. *Sedimentology* 59, 2071-2096.
- Boga L. és Nováky B. (szerk.) 1986: Magyarország vizeinek műszaki-hidrológiai jellemzése. A felszíni vízkészlet mutatói: Maros. Vízgazdálkodási Intézet, Budapest., 32.
- Bogárdi J. 1971: Vízfolyások hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó, Budapest., 794-797.
- Borsy Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidiszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38(3-4), 211-224.
- Borsy Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. In: Rachocki A.H. – Church M. ed. *Alluvial fans*. Wiley, New York, 229-246.
- Bridge J.S. 2003. *Rivers and Floodplain: Form, Processes, and Sedimentary Record*, Blackwell Science Ltd, Oxford
- Bridge J., Demicco R. 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press, Cambridge
- Brierley G.J. and Fryirs K.A., 2005. *Geomorphology and river management, Applications of the river styles framework*, Blackwell publishing, Malden, UK
- Bristow C.S., Jol H.M., 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society, London, Special Publications, 211, 1-7. 0305-8719/03© The Geological Society of London 2003.
- Brown A.G., 1997. *Alluvial geoarchaeology, Floodplain archaeology and environmental change*, Cambridge university press
- Budó, Á., 1991. Kísérleti fizika II. Elektromosságtan és mágnességtan. Tankönyvkiadó Vállalat, Budapest
- Buffington, J.M., Woodsmith R.D., Booth D.B., Montgomery D.R. 2003, Fluvial processes in Puget Sound Rivers and the Pacific Northwest, in Montgomery D.R., Bolton S., Booth D.B., Wall L., *Restoration of Puget Sound Rivers*, Center for Water and Watershed Studies, University of Washington
- Burbank D.W. Anderson R.S. 2001 *Tectonic geomorphology*, Blackwell Science, Malden.
- Carling P.A., Gözl E., Orr H.G., Radecki-Pawlik A. 2000. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Marinz, Germany. I. *Sedimentology and Morphology*. *Sedimentology* 47, 227-252
- Carlston, C.W. 1965 The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications; *American Journal of Science* 263, 864–885.
- Carson M.A. 1984. The meandering-braided river threshold: a reappraisal. *Journal of Hydrology* 73: 315–334.
- Casa A., Pinto V., Rivero L., 2000: Fundamentals of ground penetrating radar in environmental and engineering applications, *Annali di geophysica* 43(6), 1091-1103.
- Chambers J.E., Wilkinson P.B., Wardrop D., Hameed A., Hill J., Jeffrey C., Loke M.H., Meldrum P.I., Kuras O., Cave M., Gunn D.A., 2012. Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography. *Geomorphology* 177-178, 17-25

- Charlton R. 2007. *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*, Taylor & Francis.
- Church, M. and D. Jones. 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. In: *Gravel-bed rivers*. R.D. Hey, J.C. Bathurst, and C.R. Thorne (editors). John Wiley and Sons, Chichester, U.K. Wiley, Chichester, U.K., pp. 291–324.
- Cheetham G.H (1980) Late Quaternary palaeohydrology: the Kennet Valley case study. In: Jones DKC (ed) *The shaping of southern England*. Academic Press, London New York, pp 203-223
- Collinson J.D. 1970. Bedforms of the Tana River, Norway, *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 52, No. 1 (1970), pp. 31-56
- Csoma J. 1975: A Maros hidrográfiája. In *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Budapest, 7-12.
- Daniels D.J., 2004. *Ground penetrating radar*, Published by: The Institution of Electrical Engineers, London, United Kingdom
- De Vos B.V. 2001. Relationship between soil textural fractions determined by sieve-pipette method and laser diffractometry. *Wetenschappelijke Instelling van de Vlaamse Gemeenschap, Instituut voor Bosbouw en Wildbeheer*
- Di Stefano C., Ferro V., Mirabile, S. 2010. Comparison between grain size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. *Biosystems Engineering* 106, 205-215
- Dudley R.W. and Giffen S.E. 1999, *Composition and Distribution of Streambed Sediments in the Penobscot River, Maine, U.S.* Geological survey, Water-Resources Investigations Report 01-4223
- Dury G. H. 1961. Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. *Bull. Int. Ass. Scientific Hydrology* 6(3), 48-55
- Dury, G.H. 1976. Change prediction, present and former, from channel dimensions. *Journal of Hydrology* 30, 219–245.
- Ékes C. and Friele P. 2003 Sedimentary architecture and post-glacial evolution of Cheekze fan, Southwestern British Columbia, Canada. In Bristow C.S., Jol H.M. (eds) *Ground Penetrating Radar in sediment*. Geological Society, London Special publ. 21. 87-98
- Einsele G. 1992. *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Fergusson R.I. 1987. Hydraulic and sedimentary controls of channel pattern. In *River Channels: Environment and Process*, Richard KS (ed). Blackwell, Oxford; 129–158.
- Ferro V., Mirabile S. 2009. Comparing particle size distribution analysis by sedimentation and laser diffraction method. *Journal of Agricultural Engineering* 2, 35-43.
- Fiala, K., Sipos Gy., Kiss, T. 2006: Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In Kiss A. – Mezősi G. – Sümegi Z. (szerk.): *Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére*. 203-213.
- Folk R.L. and Ward W.C. 1957: Brazos river bars: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), 3-26
- Forde M.C., McCann D.M., Clark M.R., Broughton K.J., Fenning P.J., Brown A. 1999. Radar measurement of bridge scour, *NDT&E International* 32, 481-492
- Fraden J. 2010: *Handbook of Modern Sensors: Physics, Designs, and Applications*. Springer New York
- Friend P.F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collins J.D. és Lewin J., *Modern and Ancient Fluvial Systems*, 345-354, Special Publication 6. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Fritsch 2006. Laser Particle Sizer – Static laser Scattering, Fritsch Analysette 22. Fritsch GmbH, Manufacturers of Laboratory Instruments, Germany (http://www.fritsch-sizing.com/uploads/tx_downloads/e_ANALYSETTE_22.pdf)

- Froese D.G., Smith D.G., Clement D.T. 2005. Characterizing large river history with shallow geophysics: Middle Yukon River, Yukon Territory and Alaska, *Geomorphology* 67, 391-406
- Fryirs K.A. and Brierley G.J. 2013. *Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape*, Wiley-Blackwell, Oxford
- Gábris Gy. 1970. Fiatal mederváltozások kutatásának módszerei a Sajó hordalékkúpjának példáján. *Hidrológiai Közlöny* 7, 294-303
- Gábris Gy. 1985. Az Alföld olocén paleohidrológiai vázlata; *Paleohidrológia és paleohidrográfia. Földrajzi Értesítő* XXXIV(4); 391-408
- Gábris, Gy. 1986. Alföldi folyóink vízhozamai, *Alföldi tanulmányok* 10, 35–52
- Gábris Gy. 1995. A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. *Földrajzi Értesítő* XLIV (1-2): 101-109
- Ghazi S. and Mountney N.P., 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan, *Sedimentary Geology*. 221, 99-126
- Goudie A.S. 2004: *Encyclopedia of Geomorphology*, Volume 1. Routledge, Taylor and Francis Group, London
- Grade R.J., 2006. *River Morphology*, New Age International (P) Limited, Publisher, New Delhi.
- Graf W.H, and Altinakar M.S. 1998. *Fluvial Hydraulics, flow and transport processes in channels of simple geometry*. Wiley, Chichester.
- Happ S.C., 1944. Effect of Sedimentation on flood on the Kickapoo Valley, Wisconsin, *The Journal of Geology* 52 (1), 53-68
- Hausmann J., Steinel H., Kreck M., Werban U., Vienken U., Dietrich P., 2013. Two-dimensional geomorphological characterization of a filled abandoned meander using geophysical methods and soil sampling. *Geomorphology* 201. 335-343,
- Hedman, E.R., and Osterkamp, W.R., 1982, Streamflow characteristics related to channel geometry of streams in western United States: U. S. Geological Survey Water-Supply Paper 2193, 17 p.
- Hjellbakk A., 1997. Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segladden Member, Varanger Peninsula, northern Norway, *Sedimentary Geology* 114, 131-161,
- Hogan D.L. and Luzi D.S., 2009. Channel Geomorphology: Fluvial Forms, Processes, and Forest Management Effects, In: Pike R.G., Redding T.E, Moore R.D., Winkler R.D., Bladon K.D., *Compendium of Forest Hydrology and Geomorphology in British Columbia*, Co-published,
- Hsu H-L., Yanites B.J., Chen Ch-Ch., Chen Y-G. 2010. Bedrock detection using 2D electrical resistivity imaging along the Peikang River, central Taiwan, *Geomorphology*, 114, 406-414
- Jol H.M., 2009. *Ground penetrating radar theory and applications*, Elsevier Science Radarweg 29, PO Box 211, 1000 AE Amsterdam, The Netherlands, printed in Slovenia
- Juhász G., Müller P., Tüth-Mark Á. 2004. Alluvial architecture and fluvial cycles in Quaternary deposits in a continental interior basin, East Hungary. *Geologia Croatica* 57, 171-190.
- Katona O., Sipos Gz., Fiala K., Mezösi G., Rakonczai J. 2013. A georadar működése és felhasználási területei, különös tekintettel a vízügyi gyakorlatra. I. Rész: Működési elv és fontosabb alkalmazások. *Hidrológiai Közlöny* 93(4), 55-60
- Katona, O., Sipos, Gy., Nagy, Z. 2012a: A Maros hordalékkúp elhagyott medreinek hidromorfológiai és hidrodinamikai jellemzői. A Magyar Földrajzi konferencia Tanulmánykötete, 1140-1150.

- Katona, O., Sipos, Gy., Onaca, A., Ardelean, F. 2012b: Reconstruction of paleo-hydrology and fluvial architecture at the Orosháza paleo-channel of River Maros, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 5(1–2), 29–38.
- Kádár L. 1954. Az eróziós folyamatok dialektikája. *Közlemények a Debreceni Kossuth Lakos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből* 18: 1–20.
- Kellerhals R, Church M, Bray DI. 1976. Classification and analysis of river processes. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* 102: 813–829.
- Kiss T, Sipos Gy. 2007. Braid-scale channel geometry changes in a sand-bedded river: Significance of low stages. *Geomorphology*, 84/3-4, 209–221.
- Kiss T., Sümeghy B., Sipos Gy. (2014): Late Quaternary paleo-drainage reconstruction of the Maros River Alluvial Fan. *Geomorphology* 204, 49–60.
- Kiss T., Urdea P., Sipos Gy., Sumeghy B., Katona O., Toth O., Onaca A., Ardelean F., Timofte F., Ardelean C., Kovacs A. 2012: A folyó múltja in Sipos Gy. (ed) 2012: A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 33–64
- Kochel, R.C. 1990: Humid fans of the Appalachian Mountains. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, 109–131.
- Konert M. and Vandenberghe J. 1997: Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44, 523–535.
- Kovacs A. 1990. Investigation of the LIZ-3 ew line station water supply lake. U.S. Army CRREL Special Report 90-11, 10
- Knighton D. 1998. *Fluvial Forms and Processes: a new perspective*. Arnold, London, U.K
- Kun Á., Barta K., Katona O. 2012. Az M43-as autópálya által indukált 2010–11-es belvíz talajtani hatásai, A Magyar Földrajzi konferencia Tanulmánykötete. 483–494.
- Kun Á., Katona O., Sipos Gy., Barta K. 2013: Comparison of Pipette and Laser Diffraction Methods in Determining the Granulometric Content of Fluvial Sediment Samples. *Journal of Environmental Geography* 6(3–4), 49–54.
- Kvassay J. 1902: A szabályozások hatása a folyók vízjárására Magyarországon. *Vízügyi Közlemények* 15: 7–27
- Laczay I. 1975: A Maros szabályozása és kanyarulati viszonyai. In: *Vízrajzi Atlasz sorozat* 19. Maros. VITUKI, Budapest. 20–23.
- Labey K., St. Pierre H., Sundsten J., Seaman O. 2009. Combining GPR and historical aerial photographs to investigate river channel morphodynamics, Oldman River, Southern Alberta. *Lethbridge Undergraduate Research Journal* .3(2)
- Lecce, S.A. 1990. The Alluvial Fan Problem. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): *Alluvial Fans: A Field Approach*. Wiley, Chichester, 3–24
- Leclerc R.F. 1995. Radar facies of meandering river floodplain, North Thomson River, British Columbia. Master Thesis on Simon Fraser University
- Leopold, L.B. and Wolman, M.G. 1957. River Channel patterns: braided, meandering and straight, *Geological Survey Professional Paper* 282-B, United States Government Printing Office, Washington
- Leopold L.B. 1994: *A View of the River*. – Harvard University Press, Cambridge, MA. 290 p.
- Lin Y.T., Schuettelpelz C.C., Wu C.H., Fratta D. 2009. A combined acoustic and electromagnetic wave-based techniques for bathymetry and subbottom profiling in shallow water. *Journal of Applied Geophysics* 68, 203–218
- Liu Z. 2001. *Sediment Transport*. Aalborg University, Lecture Notes
- Lóczy D. 2013. Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban, *Földrajzi Közlemények* 137(2), 105–120.

- Lóczy D. és Veress M. 2005. Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs.
- Loizeau J.L., Arbouille D., Santiago S., Vernet J.P. 1994: Evaluation of wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* 41, 353–361.
- Loke M.H. 2000. Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys. [geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com)
- Loke M.H. 2001. RES2DINV ver 3.40. Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Wenner (α, β, γ), dipole-dipole, inline pole-pole, pole-dipole, equatorial dipole-dipole, Schlumberger and non-conventional array. On land, underwater and cross-borehole survey. Geoelectrical Imaging 2-D & 3-D. Geotomo Software. Manual. <http://www.abem.se>.
- Ludwikowska-Kedzia M. 2000: Evolution of the middle segment of the Belnianka River valley in the Late Glacial and Holocene. Dialog Press, Warsaw, 180p.
- Lunt I.A., Sambrook Smith G.H., Ashworth P.J., Lane S.N., Simpson C.J. 2013 Deposits of the sandy braided south Saskatchewan River: implications for the use of modern analogs in reconstructing channel dimension, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 9714, 553-576
- Lunt I.A., Bridge J.S., Tye R.S., 2004. A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers, *Sedimentology* 51, 377-414
- Maillet G.M., Rizzo E., Revil A., Vella C., 2005. High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment: Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Phone River paleo-channel. *Marine Geophysical Researches* 26, 317-328
- Martinez J., Benavente J., Gracia-Arostegui J.L., Hidalgo M.C., Rey J. 2009. Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion–extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain). *Engineering Geology* 108, 161-168
- Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In A.D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 597-604.
- Miall A.D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits, *Earth-Science Reviews* 22, 261-308
- Miall A.D. 2006. *The Geology of fluvial deposits; Sedimentary facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*, Springer Berlin Heidelberg New York
- Miall A.D. 2013. *Fluvial Depositional Systems*. Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London
- Mike K. 1975: A Maros kialakulása és fejlődése. In *Vízrajzi Atlasz sorozat 19. Maros*. VITUKI, Budapest, 14-18.
- Mike K. 1991: Magyarország isvízrajza és felszíni vizeinek története. Budapest, 680-692.
- Milsom J. 2003. *Field geophysics*, John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, England
- Morisawa M. 1985. *Rivers: form and process*. Longman, London.
- Mycielska-Dowgiallo E. 2007 : Research methods for textural features of clastic deposits and the significance of interpretational results. (In) Mycielska-Dowgiallo E., Rutkowski J. (Eds): *Research into the textural features of Quaternary sediments and some dating methods*. The Family Alliance School of Higher Education Press, Warsaw, 95-180
- Mycielska-Dowgiallo, E., Ludwikowska-Kedzia, M. 2011: Alternative interpretation of grain-size data from Quaternary deposits, *Geologos* 17(4), 189-203.
- Nanson G.C, Croke J.C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459–486.

- Neal A., 2004, Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress, *Earth-Science Reviews* 66 (2004) 261–330
- Neill, C.R., 1969. Bed forms in the lower Red Deer River, Alberta. *J. Hydrol.* 7, 58–85
- Orlando L. and Marchesi E. 2001. Georadar as a tool to identify and characterise solid waste dump deposits, *Journal of Applied Geophysics* 48, 163–174.
- Oroszi V.Gy. 2009: Hullámtér-fejlődése vizsgálata a Maros Magyarországi szakaszán, Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem, Szeged 138p
- Osterkamp W.R. 1998. Processes of fluvial island formation, with examples from plum creek, Colorado and Snake river, Idaho. *Wetlands* 18(4), 530-545
- Passega, R., 1957. Texture as a characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 41, 1952–1984.
- Passega, R., 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34, 830-847.
- Pattantyús-Á M., Neduczka B., Prónay Zs., Törös E. 1994. PATTANTYUS 1994 A georadar módszerfejlesztés másfél éves tapasztalatai az ELGI-ben. *Magyar Geofizika.* 35(1), 32-41
- Pattantyús-Á M., Hermann L., Prónay Zs., Törös E., 1997. Komplex geofizikai kutatások a Budai Várban. *Magyar Geofizika.* 38(1), 37-43
- Pécsi M. 1969: A tiszai Alföld (Magyarország tájföldrajza 2.) Akadémiai Kiadó, Budapest, 381p.
- Pomposiello C., Favetto A., Ostera H., 2004, Resistivity imaging and Ground Penetrating Radar survey at Gualaguaychú landfill, Entre Ríos Province, Argentina: Evidences of a contamination plume., 17th IAGA WG 1.2 Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth, Hyderabad, India, October 18-23,
- Porsani J. L., Assine M. L., Moutinho L., 2005, Application of GPR in the Study of a Modern Alluvial Megafan: The Case of the Taquari River in Pantanal Wetland, West-Central Brazil, *Subsurface Sensing Technologies and Applications* 6(2), 219-233
- Powers C.J., Haeni F.P., Smith S., 1999. Integrated use of continuous seismic-reflection profiling and Ground Penetrating Radar methods at John's Pond, Cape Cod, Massachusetts. *Proceedings of Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, EEGS*
- Právetz T. 2013. Hordalékegyenleg vizsgálat hidromorfológiai felmérések segítségével a Maros magyarországi és romániai szakaszán. XXXI. OTDK Fizika, Földtudományok és Matematika Szekciója. Budapest. 2013 április 18–20.
- Právetz T és Sipos Gy. 2014. Mederanyag egyenleg változásának vizsgálata hidromorfológiai felmérések segítségével a Maros síksági szakaszán. *Hidrológiai Közöny.* In Print
- Prent M.T.H. 1998. Seasonal regime of bedform and hydraulic geometry, Lillooet River, Pemberton, BC. PhD Thesis, Simon Fraser University, Ottawa Canada.
- Prent M.T.H. and Hickin E.J. 2001. Annual regime of bedforms, roughness and flow resistance, Lillooet River, British Columbia, BC. *Geomorphology* 41 (4), 369-390
- Preotease L., Vespremeanu-Stroe A., Hanganu D., Katona O., Timar-Gabor A., 2013. Coastal change from open coastal to present lagoon system in Histria region (Danube delta), *Journal of Coastal Research, Special Issue* 65, 564-569.
- Prónay Zs. 2005. Szökevényforrások kimutatásának lehetségeszonár mérésekkel, Doktori Értekezés, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Sopron
- Püspöki Z. and Torma B. 2010. Fluvial Sediments in core and geophysical well logs, *Dominium Könyvkiadó*
- Ramos A. and Sopena A. 1983 Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *Special Publications in the Ass. Sediments* 6, 301-312
- Reading H.G. 2009. *Sediment Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Publishing

- Reynolds J.M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley, New York.
- Rhett H. 2001: An Introduction to electrical resistivity in geophysics. *American Journal of Physics* 69(9), 943-952
- Richards K. 1982. Rivers, form and process in alluvial channels. Methuen, New York.
- Rosgen, D.L. 1994: A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169-199.
- Rotnicki, K. 1983. Modelling past discharges of meandering rivers. In Gregory, K. J. (ed.) *Background to Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, 321–354.
- Rucker D.F., Noonan G.E., Greenwood W.J. 2011. Electrical resistivity in support of geological mapping along the Panama Canal, *Engineering Geology* 117(1-2), 121-133
- Ruffell A, 2006. Under-water scene investigation using ground penetrating radar (GPR) in the search for a sunken Jet ski, Northern Ireland, *Science&Justice* 46. 221-230
- Rust BR. 1978. A classification of alluvial channel systems. In *Fluvial Sedimentology*, Miall AD (ed). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5; 187–198.
- Ryzak M. and Bieganski A. 2011: Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 17, 624–633.
- Saad et al 2012. Groundwater detection in Alluvium using 2D Electrical Resistivity Tomography (ERT), *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 17
- Sambrook Smith G.H., Ashworth P.J., Best J.L., Woodward J., Simpson C.J. 2005. The morphology and facies of sandy braided rivers: some considerations of scale invariance. *Special Publication International Association of Sedimentology* 35, 145-158
- Sambrook Smith G.H., Ashworth P.J., Best J.L., Woodward J., Simpson C.J. 2006. The sedimentology and alluvial architecture of the sandy braided South Saskatchewan River, Canada *Sedimentology* 53, 413-434
- Samouelian A., Cousin I., Tabbagh A., Bruand A., Richard G. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review, *Soil and Tillage Research* 83, 173-193
- Santos M.L., Stevaux J.C. 2000. Facies and Architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper parana River, *Quaternary International* 72, 87-94
- Schrott L. and Sass O. 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies, *Geomorphology* 93, 55-73
- Schumm S.A. and Lichty R.W. 1965. Time, Space, and causality in geomorphology, *American Journal of Science* 263, 110-119
- Schumm S A 1972 Fluvial paleochannels; In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (eds) Rigby J K and Walton W K, Soc. Econ. Paleontol. Mineralogists Spec. Publ.16, 98–107
- Schumm S.A. 1977: The fluvial system. Wiley-Interscience Publication, New York.
- Schumm, S.A. 1985. Patterns of Alluvial Rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5–27.
- Sharma P.V 1997: Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press
- Simon A, Darby S.E. 1997. Process-form interactions in unstable sand-bed river channels: A numerical modeling approach. *Geomorphology* 21: 85-106.
- Simon A, Darby SE. 1997. Process-form interactions in unstable sand-bed river channels: A numerical modeling approach. *Geomorphology* 21: 85-106.
- Sipos Gy. 2006. A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán, PhD tézis, Szegedi Tudományegyetem
- Sipos Gy és Kiss T. 2003: Szigetképződés és -fejlődés a Maros határszakaszán. *Vízügyi közlemények* 85(3), 477-498
- Sipos, Gy. és Kiss T. 2004: Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. In: *A magyar földrajz kurrens eredményei. II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa*, 1458-1484.

- Sipos Gy, Kiss T, Fiala K. 2007: Morphological alterations due to channelization along the Lower Tisza and Maros Rivers. *Geographica Fisica e Dinamica Quaternaria* 30, 239–247.
- Sipos Gy., Pravetz T., Katona O., Ardelean F., Timofte F., Onaca A., Kiss T., Kovacs F., Tobak Z. 2012: A jelenleg is változó folyó. in Sipos Gy. (ed) 2012: A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 65-106
- Slowik M., 2010, Changes of river bed pattern and traces of anthropogenic intervention: The example of using GPR method (the Obra , western Poland), *Applied Geography* 31(2), 781-789
- Smith L. C., Isacks B. L., Bloom A. L., Murray A. B., 1996. Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar satellite imagery: Potential application to ungaged basins. *Water Resources Research*, Vol.32. (7): 2021-2034
- Somogyi S. 2000: A folyóhálózat kialakulása és természetes fejlődése. In Somogyi S. (szerk.) A XIX.századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon. Budapest, 57-80.
- Sridhar, A. 2007. Discharge estimation from planform characters of the Shedhi River, Gujarat alluvial plain: Present and Past, *Journal of Earth System Science* 116 (4), 341–346.
- Stojanovic Z. and Markovic S. 2012. Determination of Particle Size Distributions by Laser Diffraction. *Technics - New Materias* 21, 11-20
- Sümeghy, B. and Kiss, T. 2011. Discharge calculation of paleochannels on the Alluvial Fan of the Maros River, Hungary, *Journal of Environ. Geogr.* Vol. IV. (1-4), 11-17
- Sümeghy B., Kiss T. 2012. Morphological and hydrological characteristics of palaeo-channels on the Alluvial Fan of the Maros River, Hungary. *Journal of Environ. Geogr.* Vol. V. (1-2), 11-19
- Sümeghy B., Kiss T., Sipos Gy., Tóth O. 2013: A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek geomorfológiája és kora. *Földtani Közlöny*, 143 (3), 265-278.
- Szalai S., Lempenger I., Pattantyús-Á M., Szarka L. 2006. Különböző leletfelderítési módszerek találkozása térben és időben Badacsonytomajon (Villa Rustica). *Archeometriai Műhely* 3,
- Taylor J. R. 1983: An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties if Physical Measurements. University Science Books.
- Taylor C. 2002. Recognising channel and floodplain forms. Water and Rivers Commision, Report No. RR17
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., 1990. Applied geophysics, Second edition, Cambridge university press, Cambridge
- Timar, G. and Gábris, Gy. 2008. Estimation of water conductivity of the natural flood channels on the Tisza flood-plain, the Great Hungarian Plain, *Geomorphology* 98, 250-261
- Török I. 1977: A Maros folyó 0-51,33 fkm közötti szakasza általános szabályozási terve. Alsó-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság, Szeged.
- Trowbridge AC (1911) The terrestrial deposits of OwensValley, California. *Journal of Geology* 19, 706-747
- Urdea P., Sipos Gy., Kiss T., Onaca A. 2012: A Maros, in Sipos Gy. (ed) 2012: A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, 9-32
- Van den Berg, J.H., 1995. Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology* 12, 259–279.
- Versteeg R., White E.A., Rittger K. 2001. Ground Penetrating Radar and Swept Frequency Seismic Imaging of Shallow Water Sediments in the Hudson River. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 14

- Vis G.J., Bohncke S.J.P., Schneider H., Kasse C., Coenraads-Nederveen S., Zuurbier K., Rozema J. 2010: Holocene flooding history of the Lower Targus Valley (Portugal). *Journal of Quaternary Science*.
- Webb D. J., Anderson N. L., Newton T., Cardimona S., 2000. Bridge scour: application of ground penetrating radar, Federal Highway Administration and Missouri Department of Transportation Special publication, 2000.
- Wilbers, A.W.E. and Ten Brinke, W.B.M. 2003. The response of subaqueous dunes to floods in sand and gravel bed reaches of the Dutch Rhine. *Sedimentology* 50, 1013-1034
- Williams G.P. 1984. Paleohydrologic Equations for Rivers, in Costa J.E. and Fleischer P.J., *Developments and applications of geomorphology*, Springer-Verlag, Berlin
- Wooldridge C. L. and Hickin E. J., 2005. Radar architecture and evolution of channel bars in wandering gravel-bed rivers: Fraser and Squamish rivers, British Columbia, Canada, *Journal of Sedimentary Research*. 75, 844–860
- Xu R. and Di Guida O.A. 2003: Comparison of sizing small particles using different technologies. *Powder Technology*. 132, 145-153.
- Yalin, M.S. 1964. Geometrical properties of sand waves. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE* , 90 (5), 105-119.

9. Összefoglaló

A Maros hordalékkúp kialakulásában különböző klimatikus és tektonikus folyamatok játszottak szerepet, amelyek befolyásolták a terület morfológiáját (Timár et al., 2005; Gábris and Nádor 2007; Nádor et al. 2007). Ezeket jól tükrözik a felszínen megfigyelhető elhagyott medreket, valamint a felszín alatti fluviális képződményeket. A hordalékkúp elhagyott medrei alapján következtethetünk a fluviális rendszerben uralkodó viszonyokra. A mederformák üledékeinek jellemzői tükrözik az őket kialakító fluviális folyamat energiaviszonyait. Az elhagyott medrek paleohidrológiai és szedimentológiai jellemzőinek vizsgálata során figyelembe kell venni a recens mederfejlődést és annak törvényszerűségeit is. A Maros-hordalékkúp fejlődésének komplex megközelítése sekély geofizikai és szedimentológiai módszerek alkalmazásával lehetőséget ad a hordalékkúp kialakításában és a recens fluviális felszínformálásban résztvevő folyamatok átfogóbb, pontosabb megismerésére.

Kutatásom tárgyát egyrészt a Maros-hordalékkúpon található elhagyott medrek paleohidrológiai viszonyainak rekonstrukciója tette ki. Másrészt kutatásom során a recens fluviális formakincset kialakító és formáló folyamatok hatásának azonosításával is foglalkoztam a Maros folyó alföldi szakaszán. A fent ismertetett módszerek alkalmazásával kapott eredmények újszerűsége, és a kutatási téma komplex megközelítése, újabb ismeretekkel fog szolgálni a Maros elhagyott medreit kialakító energiaviszonyokról, valamint a Maros recens formakincsének fejlődésének folyamatáról, mértékéről.

A Maros hordalékkúpján, 7 mintaterületen végeztem el a paleohidrológiai rekonstrukcióhoz kapcsolódó vizsgálatokat. A mintaterületek kiválasztásában figyelembe vettem a jelenlegi felszínen követhető paleomederek mintázatát, a hordalékkúpi helyzetét, valamint a formák méretét. A recens fluviális formák és folyamatok vizsgálata a Maros hordalékkúp peremén található, homokos medrű, apátfalvi folyószakaszon a történt, határszakasz lévén, minimális mértékben érte emberi beavatkozás a XIX. század óta.

A kutatásom során a hordalékkúp paleomedreit szedimentológiai és elektromos szelvényezéssel, míg a recens formákat morfológiai- és elektromágneses módszerekkel vizsgáltam. A formák, illetve fáciesek vizsgálata alapján következtettem az őket kialakító folyamatokra, valamint a kialakulásuk, fejlődésük során uralkodó energiaviszonyokra. Mivel olyan eszközökkel, módszerekkel dolgoztam, melyek újszerűek (pl. lézeres szemcseösszetétel meghatározás), vagy az adott körülmények között korábban alig alkalmazottak (vízen történő georadar mérés), ezért kutatásom során különös hangsúlyt fektettem a módszerek tesztelésére is.

Az egykori fluviális formák azonosítását, valamint az egykori energiaviszonyok meghatározását a következő geofizika és szedimentológiai módszerek alkalmazásával végeztem el. A minták lézeres szemcseösszetételi vizsgálata során összehasonlító méréseket végeztem, különböző minta előkészítési technikákat alkalmazva ugyanazon fluviális mintákra, annak érdekében, hogy az előkezelés szükségességét és fajtáját meghatározzam. A paleomedrekből származó minták előkezelési eljárás után megállapított szemcseméret változása alapján meghatároztam az egykori meder keresztmetszetét. A geoelektromos mérések kapcsán megvizsgáltam, hogy különböző paraméterek (nedvességtartalom, szemcseméret, mélység) miként befolyásolják a fajlagos elektromos ellenállás értékét. A szelvények alapján azonosítottam a durvább összetételű, homokos, aprókavicsos mederüledék helyzetét, majd a szedimentológiai, illetve elektromos mérések alapján kapott egykori meder keresztmetszetet összehasonlítottam. A paleomedér keresztmetszeti paraméterei alapján meghatározható volt az egykori meder mederkitöltő vízhozama, a folyó átlagos sebessége, valamint munkavégző képessége.

A recens fluviális formák és folyamatok vizsgálata során a mederben található mezo- és makrofomák fejlődését georadar szelvényezéssel vizsgáltam. A vízen történt georadar mérések alapján meghatároztam a vízmélység és az elektromágneses hullám mederanyagba történő behatolási mélysége közötti összefüggést, valamint a folyódűnék méretei és a hidrológiai viszonyok közötti összefüggést is. A makroformák georadaros vizsgálata 3 időpontban, különböző hidrológiai viszonyok mellett történt. A mérések célja a fáciesek (radarfáciesek) lehatárolásán, és a zátony felépítésének vizsgálatán kívül a különböző energiaviszonyok melletti zátonyépítési fázisok lehatárolása, és a zátony fejlődésének rekonstrukciója volt.

A módszertani kutatások során a lézeres szemcseösszetételi mérések eredményei alapján megállapítható volt az elemi szemcseösszetétel meghatározásához szükséges az előkezelési eljárás alkalmazása. A módszertani vizsgálatok alapján megállapítható volt, hogy az előkezelési eljárás során a karbonát, illetve a szervesanyag-tartalom eltávolításához a 24 órán át tartó savas kezelés szükséges.

A geofizikai, 2D elektromos szelvényezés eredményei alapján az elektromos ellenállás értékek horizontális és vertikális változásából kimutathatóak voltak a felszín közeli fluviális egységek határai. A talaj nedvesség viszonyok és a határfelület helyzete alapján három eset különböztethető meg: amikor a meghatározni kívánt határ a talajvízszint felett és alatt van, valamint amikor a vizsgált térrész telített. A fluviális formák, egységek pontosabb

meghatározásához fontos az elektromos szelvényezéssel egyidőben kontrollfúrásokat végezni a talajvízszint helyzetének meghatározásához.

A keresztmetszeti, illetve felülnézeti paraméterek alapján meghatározott mederkitöltő vízhozamok közötti különbségek igen jelentősnek bizonyultak. A különbségek lehetséges oka, hogy a felülnézeti paraméterek nem csak a vízhozamtól, hanem az eséstől, a part anyagától és a hordalék minőségétől is függenek. E tényezők figyelmen kívül hagyása esetén a vízhozamok a valóstól számottevően eltérő értékeket eredményezhetnek. A számított egykori vízhozamok és az átlagos szemcseméret között nincs egyértelmű összefüggés a vizsgált paleomedrek esetében. A hasonló vízhozamok mellett 2-3-szoros szemcseméretbeli különbségek mutatkoztak, mely alapján elmondható, hogy a mederanyag szemcseméretét elsősorban a hordalékkúpi helyzet, és a mederben szállítható, rendelkezésre álló üledék minősége befolyásolja, nem pedig a vízhozam a vizsgált paleomedrek esetében.

A mederanyag szállítási módját tekintve a CM diagram alapján a paleomedrek elkülöníthetők a hordalékkúpi helyzetük illetve a medermintázatuk alapján. A hordalékkúp csúcsához közel található paleomedrek mederanyaga a szuszpenzióból származó szemcséken kívül görgetett szemcséket is tartalmaz. A hordalékkúp peremi részén található fonatos mintázatú paleomedrek, mederanyagában a görgetett üledék felett a fenék-szuszpenzió dominál. A hordalékkúp peremi részén található paleomedrek, melyek meanderező medermintázattal jellemezhetők, a mederanyagukat pedig homogén szuszpenzióból származó üledék alkotja. Az átlagos szemcseméreten és osztályozottságon alapuló kétváltozós pontdiagramon - a morfológiailag jól azonosítható üledékek alapján - meghatározott fácies határok $3,5-4,2\Phi$ között vannak. A vizsgált medrek esetében a kétváltozós pontdiagram alapján jól elkülöníthetők voltak a meder- és az ártéri fácies üledékei. A minták fácies típusának meghatározásával megállapíthatóak voltak a vizsgált paleomedrek által létrehozott formák és a már korábban létező formák.

A hordalékkúp centrális és peremi részén található elhagyott medreknél (H, OH1, OH2, MR) kimutatható volt - a domborzati adottságok, a szedimentológia adatok, illetve a keresztmetszeti paraméterek alapján meghatározott energiaviszonyokat figyelembe véve hogy, azok feltehetően korábbi felszínbe vágódtak be. A paleomedrek bevágódása utalhat az aktív neotektonikai folyamatokra, és az intenzív avulziós tevékenységre a Maros-hordalékkúp területén. A hordalékkúp peremi részén található paleomedernél (OH3) medermintázat váltás figyelhető meg a vízhozam, illetve az esés jelentős változása nélkül. Ugyanakkor a paleomedrek mederüledéke, a vizsgált mederszakasz 12 km-es hosszán, 150 μm átlagos

szemcseméretéről 51 μm -re csökkent. Tehát a paleomederek fejlődésében bekövetkezett medermintázat váltás elsősorban a hordalékminőség megváltozásától függött.

A vizsgált egykori medrek esetében az utólagos feltöltődés mértéke mintaterületenként eltérő a hordalékkúpon. Az utólagos feltöltődés mértéke a legidősebb medreknél (MR, K) a legnagyobb, míg a legfiatalabb meder (P) esetében a legkisebb mértékű. Az OSL kormeghatározási eljárással kapott kor (Kiss et al 2012) és az utólagos feltöltődés mértéke között nem mutatható ki - a mintaszámnak megfelelő korrelációs szinttel - összefüggés.

Az elhagyott medrek keresztmetszeti paraméterei alapján megállapított mederkitöltő vízhozam két meanderező meder esetében (H, MR – 300-500 m^3/s) közel azonos a recens Maros mederkitöltő vízhozamával, míg a többi meder esetében (P, K, OH – 2000-2500 m^3/s) az árvízi vízhozammal egyenértékűek. A meghatározott fajlagos munkavégző képesség a mederkiöltő vízállásnál (2,91-13,85 W/m^2) két paleomederek kivételével (H, MR), hasonló a recens Maros apátfalvi szakaszán megállapított 10,77 W/m^2 értékhez, ami feltehetően hasonló energiájú folyamatokra utal.

A recens folyószakaszon végzett georadaros mérések alapján elmondható, hogy az elektromágneses jelvesztesség, vagyis az elektromágneses hullám gyengülése, a behatolási mélység mellett, az anyagi minőségtől, valamint a nedvességtartalomtól függ. A georadaros mérések alapján megállapítható volt, hogy a víz jelenléte ugyan felerősíti a közegethatárokról visszaverődött jelet, ugyanakkor nagymértékben csökkentette a behatolási mélységet (akár 25%-kal). A morfológia, illetve digitális domborzatmodell alapján meghatározott sodorvonalban (homokos üledék) az elektromágneses jel erőssége 1-2%-ra csökken 2 m mélységben, míg a finomabb (feltehetően agyagosabb) üledékkel jellemzett közegben a jel már 1,25 m mélységben 1-2 %-ra csökkent.

A vízen történő georadaros mérések alapján a georadar alkalmas a meder nagy felbontású feltérképezésére. A felmérés legfeljebb 3,5-4,0 m vízmélységnél lehetséges, ahol már csak a mederfenék detektálható. Az 50 MHz és 200 MHz antennával végzett mérések alapján elmondható, hogy a vízmélység és a mederüledékbe történő behatolási mélység között természetes alapú logaritmikus összefüggés van ($R^2 > 0,95$). Tehát a víz mélységének növekedésével exponenciálisan csökken a behatolási mélység a mederüledékbe.

A többszöri mederfelméréseket tekintve elmondható, hogy a mezo-formák (dűnék) magassága és hossza között jól kimutatható lineáris összefüggés van, viszont a vízmélység e paraméterekre gyakorolt hatása nem állapítható meg egyértelműen. A tavaszi nagyobb árhullám után, a kisvízes időszakban fokozatosan csökken a dűnék mérete a következő

nagyobb árhullámig, mely hatására a dűnék hosszának és magasságának értékei növekedő tendenciát mutatnak.

A Maros folyó apátfalvi szakaszán három évben felmért zátonynál négy radarfácies volt meghatározható. A radarfáciesek elkülönítése a reflexiós felszínnek alakja, dőlésszöge, az egymás közötti viszonyok, valamint a felszín hossza és az amplitúdója alapján történt. A négy radarfácies közül a zátony felszín közeli részén halmos szerkezetű dűne fácies, és ferde rétegződésű zátony fácies található. A zátony mélyebb részein található a vízszintes rétegződésű meder fácies, a zátony aljától pedig elkülönül a medertalpat jelző rétegződésmentes fácies. A georadar szelvények alapján meghatározható volt a zátonytestben húzódó vízfelszín, a medertalp mélysége, valamint az átdolgozott üledék vastagsága. A radarfáciesek alapján elmondható, hogy 2011-2012 között a kis és közepes árhullám jelentős mértékben átdolgozta a mederanyagot, hiszen az átlagos feltöltődés ~2 m volt. Ugyanakkor a jellemző kis-közepes energiaviszonyok mellett kialakuló zátony fáciest felváltotta a kisebb vízmélységű és alacsonyabb energiaviszonyok mellett kialakuló dűne fácies, mely a 2012-es zátony felső ~1 méteres rétegét alkotta. A következő időszakban, 2012 és 2013 között közepes árvízi esemény után a fokozatos vízszint csökkenése mellett zátony és dűne fáciések is kialakultak a zátony felszín közeli részén.

Az elkülönített radarfáciesek és a hidrológiai viszonyok között összefüggés volt kimutatható a három éves mérés alapján. Az alacsonyabb és hosszabb ideig tartó vízborítás, mely lassabb vízszintváltozással jellemezhető, kedvez a zátony fáciések képződésének. A közepes, rövidebb ideig tartó vízborítás, mely gyorsabb vízszintváltozást okoz a dűne fácies előrenyomulását eredményezi. A zátony fáciések rétegeinek dőlésszöge alapján megállapítható volt a zátonyelvek előrenyomulásának iránya a vizsgált időszakokban. 2011-ben, a folyami sziget előtt elhelyezkedő zátonyon a zátonyképződési irány az uszály részen megegyezik a folyó folyásirányával, majd közvetlen a sziget előtt ~40°-ot tér el jobb oldalra. E zátonyépülési irány 2012-ben is megállapítható volt. A jobbra kanyarodó vízáramlás feltehetően egy mellékág jelenétét igazolja, mely a folyami sziget előtt helyezkedhetett el. 2013-ra eltömődött a sziget előtt húzódó mellékág és a zátony helyzete a szigethez viszonyítva elmozdult és a zátonyépülési irány már megegyezett a folyó folyásirányával.

Az egykori és a recens fluviális formák vizsgálatának komplex megközelítése lehetőséget adott a fluviális folyamatok átfogóbb és pontosabb megismerésére. A további kutatások során szükségesnek tartom a módszertani, illetve a rekonstrukciós vizsgálatok folytatását további elhagyott és recens medreken és mederformákon az itt megismert

összefüggéseket alkalmazva, hiszen így jobban feltárható a Maros-hordalékkúp fejlődése. A Maros-hordalékkúpon végzett vizsgálatsorozatot más hordalékkúpok esetében is alkalmazható, segítségükkel következtetni lehet a felszínen követhető paleomedrek méreteire és energiaviszonyaira. A különböző időszakok eltérő klímáján kialakuló medrek vizsgálatával következtetéseket lehet levonni a jövőben várható geomorfológiai folyamatok jellegére és intenzitására.

Továbbá a recens mezo- és makroformák vizsgálatát más folyók esetében is elvégezhetőek, ami alapján összehasonlíthatóvá válnak a különböző vízhozammal és hordalék minőséggel rendelkező folyók formáinak méretei, és az őket alkotó fáciesek. Monitoring jellegű mérésekkel feltárható a Maros hordalék dinamikája, becsülhető a hordalékszállítás és a mederanyag áthalmozás volumene, mely folyószabályozási, gazdasági és ökológiai szempontból is fontos kérdés.

10. Summary

Tectonic activities and climatic factors have played significant role in the evolution of the Maros alluvial fan, influencing on morphology of the area (Timár et al. 2005; Gábris and Nádor 2007; Nádor et al. 2007). All this is well reflected by the abandoned channels on the surface and subsurface fluvial landforms. Based on the alluvial fan's abandoned channels, the evolution conditions in the fluvial system was possible to determine, whereas the fluvial forms, refer to level and energy conditions of fluvial system forming them. Thus, during the investigation of recent paleodrainage and sedimentological features, the recent channel development and its characteristics have to be considered. At the same time, by complex studies on the Maros alluvial fan using shallow geophysical and sedimentological methods, more comprehensive information on the alluvial fan evolution and recent fluvial landforming can be provided. The major goals of my study are the paleodrainage reconstruction of abandoned channels on the Maros alluvial fan as well as the identification of processes forming recent fluvial landforms on the lowland section of the Maros River.

Besides the identification of fluvial landforms by geophysical and sedimentological methods, the reconstruction of former energy conditions using discharge calculations was also aimed. The spatial and temporal investigation of specific stream power and energy conditions opened the way for reconstructing fluvial processes at some river sections. Furthermore, the short-term recent changes in the Maros fluvial landforms of different sizes were also determined via geophysical and geomorphological methods. According to extensive investigations, the formation and the evolution of abandoned channels as well as recent fluvial landforms of the Maros River could be revealed.

The measurements of paleodrainage reconstruction were realized on seven study sites of the Maros alluvial fan selected in the light of the paleochannel pattern, the location of the alluvial fan as well as the size of formations. Identification of recent fluvial forms and processes was carried out on the sandy river section near the village Apátfalva situated in distal part of the Maros alluvial fan, which as a border region has been slightly impacted by human activities since nineteenth century.

The paleochannels and the recent landforms were examined using sedimentological, electrical profiling as well as morphological, electromagnetic methods, respectively. Based on the analysis of landforms and facies, their forming processes and energy conditions during their evolution could be concluded. Since relatively new (e.g. laser diffraction method) or previously rarely used (use of georadar on water) methods were applied, thus a special emphasis in my research was to test these methods.

The identification of fluvial landforms and former energy conditions were carried out by the following geophysical, geoelectrical measurements. After the grain size determination with laser diffraction analysis, comparative measurements of the same fluvial samples were performed using different sample preparation techniques in order to explore relevance and type of preparation. Cross-section of the paleochannel was determined based on the change in the grain sizes of samples originating from paleochannel. The influence of various parameters (moisture content, grain size, depth) on the specific electrical resistivity values was also evaluated by geoelectrical measurements, identifying thereby the location of sandy coarse channel sediment. Cross-sections of paleochannels determined by the sedimentological and electrical measurements were compared. Based on cross-section parameters, the bankfull discharge, the average flow velocity and the specific stream power of paleochannel could be determined alike.

During the investigation of recent fluvial landforms and processes, the development of meso and macroforms were studied with the help of georadar profiling. In the course of georadar measurements on water, relationship between the water depth and the penetration depth of electromagnetic wave into the channel sediment as well as correlation between the size of river dunes and the hydrological conditions were confirmed. Macroforms were observed three times under various hydrological conditions. In addition to the determination of facies (radar facies) and the investigation of bar structure, the determination of mid-channel bar development stages in different energy conditions and the reconstruction of bar development were aimed, as well.

Based on the tests of the laser diffraction method, sample pretreatment is essential to determine the real grain size distribution provided by elementary grains. The minimum requirements for the effective treatment of fluvial samples are the following: 24 hours etching in 10% HCl and 10 % H₂O₂ to remove carbonates and organic matter and an additional 60 s long ultrasonic bathing just before the measurement.

Methodological analysis during the geophysical 2D electrical profiling have shown that the boundaries of the near-surface fluvial units can be determined based on the horizontal and vertical change in electrical resistivity values along the profile. In general three different situations could be identified on the basis of the water content of the sediment and the position of the boundary surface. If the boundary of channel and fine grain sediments is situated in the unsaturated zone, then the transition is marked by the relatively sudden increase of specific electrical resistivity values. If the boundary of channel and fine grain sediment is situated near the water table, then the transition is marked by the relatively sudden

decrease of specific electrical resistivity values. If the boundary of channel and fine grain sediments is situated in the saturated zone, or the entire medium is saturated, then the transition is marked again by the relatively sudden increase of specific electrical resistivity values. Consequently, simultaneously to electrical profiling, control drilling is essential to determine the position of groundwater table, this way fluvial landforms and units can be more accurately defined.

Differences between bankfull discharges determined based on the cross-sectional and planform parameters are very significant. Possible reason for the differences is that planform parameters are dependent on not only the discharge, but the channel slope, the sediment of river bank and its quality. Therefore, ignoring these parameters, the discharges can significantly diverge from real values. Moreover, the width-depth ratio of meandering channels is considerable; thereby planform parameters defined based on determined discharges are higher. No clear correlation between the former calculated discharges and the average grain size could be established in the case of studied paleochannels. In addition to the similar discharges, 2-3 times grain size differences were found, thus the sediment grain size depends on mainly the alluvial fan position as well as the quality of available sediment to be transported in the channel, not on the discharge, in term of studied.

According to sediment transport based on the CM diagram three main groups of paleochannels could be identified. The paleochannels on the proximal part of the alluvial fan, the channel sediment of which (independently from water discharge, channel pattern and slope) contains traction load particles besides the suspended load. The braided paleochannels on the distal part of the alluvial fan, where bed suspension dominates above the traction load. The meandering paleochannels on the distal part of the alluvial fan, the bedload of which is characterised by sediment from homogenous suspension. Based on the bivariate scatter plot of mean grain size versus standard deviation (sorting) of sediment, facies boundaries are identified between 3.5-4.2 Φ . On the scatter plot of the investigated channels, sediments of the channel and overbank sediment facies could be well separated. By the determination of the facies type of the samples, fluvial landforms shaped by the investigated paleochannel and the previously existing ones could be differentiated.

Based on the investigation of relief, sedimentological data and energy conditions determined by cross section parameters, the abandoned channels located on the central and distal parts of the alluvial fan (H, OH1, OH2, MR) could be incised to former surface. The incision of paleochannels can refer to active neotectonic and intensive avulsion activities on the Maros alluvial fan. Change in channel pattern without significant alteration of the

discharge or slope can be observed in case of a paleochannel (OH) located on the distal part of the alluvial fan. However, the mean grain size of channel sediment has decreased from 150 μm to 51 μm along a 12 km long part of the investigated section. Thus, the alteration of channel pattern in the paleochannel development mainly depends on the change in sediment quality.

Aggradation rate of the investigated paleochannels is different in the case of the study sites of the alluvial fan. However, aggradation rate is the highest in the case of the oldest channels (MR, K), whereas it is the lowest in case of the youngest channel (P). Based on number investigated site, can not be established significant correlation between the results of OSL dating (Kiss et al. 2012) and aggradation rate.

Bankfull discharge, calculated by the cross section parameters of the abandoned channels, is almost the same as the recent bankfull discharge of River Maros at two meandering channels (H, MR – 300-500 m^3/s), however, in the case of other channels (P, K, OH – 2000-2500 m^3/s) it is equal to the flood discharge. Except of two paleochannels (H, MR) the determined specific stream powers at bankfull discharge (2.91-13.85 W/m^2) are similar to the ones at Apátfalva section of the recent Maros channel (10.77 W/m^2), which can refer to processes with similar energy conditions.

Based on the present landform investigations, in general the electromagnetic signal loss (the attenuation of the electromagnetic wave) depends on material composition, moisture content and penetration depth. According to our tests, the presence of water strengthened the signal reflected from the boundary of different media, however, it has significantly reduced the penetration depth by even 25%. In thalweg position (sandy sediment), determined by morphology and digital elevation models, signal strength decreased to 1-2% at a 2 m depth, while in finer sediments the signal has decreased to 1-2% at a 1.25 m depth.

Based on the georadar measurements on water, the georadar is suitable for the high resolution mapping of relatively shallow river channels. The measurement can be carried out at a maximum water depth of 3.5-4 m, Measurements using 50 and 200 MHz antennas confirmed natural logarithmic relationship between water depth and penetration depth in the sediment. Thus, based on the high correlation coefficient ($R^2 > 0.95$), penetration depth in the sediment decreases exponentially with increasing water depth.

Linear relationship was identified between the height and length of meso-forms (dunes), but the effect of water depth on these parameters could not be clearly identified. After a higher spring flood, the size of dunes was continuously decreasing at low water

periods until the next higher flood, and thereby the dune length and the height values show increasing tendency.

According to the three-year-long measurement of a bar at Apátfalva section of River Maros, four radar facies were identified. The differentiation of the radar facies was carried out based on the shape, incline, their relationship, length and amplitude of reflection surfaces. Among four radar-facies, dune facies of hummocky structure and bar facies of oblique stratification can be found near the bar surface. At deeper parts of the bar channel facies of horizontal stratification can be found, and the bottom of the bar is separated by a stratification-free facies indicating the riverbed. According to the georadar cross-sections, water level within the bar, the depth of riverbed and the height of sediment could be identified. The radar facies show that small and medium floods between 2011 and 2012 significantly formed the channel sediment, since the mean accumulation was 2 meters. However, bar facies forming typically at small-medium energy conditions was changed to dune facies forming at smaller water depth and lower energy conditions, which constituted the upper 1 metre of the bar in 2012. Later, bar and dune facies were also formed near the bar surface after a medium flood event between 2012 and 2013 in continuously decreasing water level conditions.

Based on the three-year-long measurement, relationship was identified between the separated facies and their hydrological position. Lower and long-lasting inundations characterised by slower changes in water level contribute to the formation of bar facies. Medium- and shorter-term water inundation causing quicker alteration of water level results in the advance of dune facies. Based on the incline of bar facies the direction of bar lobe advance could be identified in the study period. In 2011, in the case of the bar located in front of the fluvial island, the direction of bar formation is equal to the flow direction at luv site and directly in front of the island it takes right by 40°. This direction was also detected in 2012. The water flow turning right is likely to confirm the existence of a side branch, which was located in front of the island. For 2013 this side-branch was blocked and the position of the bar changed compared to the island, the direction of bar formation was equal to the flow direction.

The complex approach in the investigation of the former and recent fluvial landform allows the detailed and more comprehensive understanding of fluvial processes. Future research on methodology and reconstruction of further abandoned and recent channels and channel forms should be required applying the revealed interrelations, since they would greatly contribute to more knowledge on the development of Maros alluvial fan. The

measurement series on the Maros alluvial fan can be applied on other alluvial fans to reveal the size and energy conditions of paleochannels, regardless of sediment quality during formation, climatic conditions and vegetation influence. By the analysis of channel formation in different climate conditions, character and intensity of future geomorphological processes can be concluded.

Furthermore, the investigations of recent meso- and macro-forms can be carried out on other rivers, thus fluvial landform size and facies of rivers with different discharge and sediment quality could be compared. By continuous monitoring measurements sediment dynamics of River Maros can be revealed, sediment transport and the volume of bedload reallocation can be estimated, which is an important question in river regulation, economic and ecological viewpoints as well.