



1949

Ártéri formakincs LiDAR alapú elemzése

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Dr. Csatáriné Szabó Zsuzsanna

Témavezető neve:
Prof. Dr. Szabó Szilárd

DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola
Debrecen, 2022.

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács Földtudományok Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (Ph.D.) fokozatának elnyerése céljából.

Nyilatkozom arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét.

Debrecen, 2022. április 21.

a jelölt aláírása
Dr. Csatariné Szabó Zsuzsanna

Tanúsítom, hogy Dr. Csatariné Szabó Zsuzsanna doktorjelölt 2014-2017. között a fent megnevezett Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult.

Nyilatkozom továbbá arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét.

Az értekezés elfogadását javaslom.

Debrecen, 2022. április 21.

a témavezető aláírása
Prof. Dr. Szabó Szilárd

ÁRTÉRI FORMAKINCS LIDAR ALAPÚ ELEMZÉSE

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében a
Földtudományok tudományágában

Írta: **Dr. Csatáriné Szabó Zsuzsanna**,
okleveles vidékfejlesztő agrármérnök

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskolája
(A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programja) keretében

Témavezető: **Prof. Dr. Szabó Szilárd**, egyetemi tanár

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Dr. Lóki József

tagok: Dr. Novák Tibor József

Dr. Kristóf Dániel

A doktori szigorlat időpontja: 2018. január 30.

Az értekezés bírálói:

Dr.

Dr.

A bírálóbizottság:

elnök: Dr.....

tagok: Dr.

Dr.

Dr.

Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 2022.



Rakamazi ártér
(a szerző felvétele)

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzések.....	4
2. Irodalmi áttekintés	7
2.1. Hazánk sajátos vízrajzi helyzete – a kutatási téma aktualitása.....	7
2.1.1. Hazánk elhelyezkedése, vízföldrajzi képe.....	7
2.1.2. A Tisza vízrendszerének múltja és jelene	8
2.1.3. Hazai vízgazdálkodás	8
2.2. Az árterek kialakulása, formakincse, jelentősége	10
2.2.1. Az ártér fogalma.....	10
2.2.2. Az ártér üledéke	12
2.2.3. Az ártérformálódás folyamata	13
2.2.4. Az ártér formakincse	14
2.2.5. Az árterek hasznosítása és jelentősége	16
2.3. Digitális terepmodellek a felszíni formakincs vizsgálatában	18
2.3.1. Digitális terepmodellek jellemzői	18
2.3.2. LiDAR technológia, új eszköz a földfelszín modellezésében	20
2.3.3. LiDAR pontfelhőtől a terepmodellig	26
2.3.4. Műveletek digitális terepmodellekkel, és a felszíni formakincs elkülönítésének lehetőségei.....	28
2.3.4.1. Keresztszelvényezés.....	28
2.3.4.2. Általános raszterműveletek	28
2.3.4.3. Domborzati paraméterek számítása.....	29
2.3.4.4. Vizuális interpretáció.....	29
2.3.4.5. Automatikus felszínforma detektálás.....	30
2.4. Az ártér távérzékelésen alapuló térképezése.....	30
2.4.1. A távérzékelés jelentősége az árterek geomorfológiai térképezésében	31
2.4.2. LiDAR az árterek vizsgálatában és térképezésében.....	31
2.4.3. Egyéb kvantitatív térképezési lehetőségek.....	33
3. Anyag és módszer.....	34
3.1. A mintaterület és a rendelkezésre álló adatok jellemzői.....	34
3.1.1. A mintaterület elhelyezkedése, bemutatása.....	35
3.1.2. Az ártér árvízi elöntésének gyakorisága.....	39
3.1.3. SH/2/6 projekt keretében készült távérzékelte adatok jellemzői.....	40
3.1.4. A mintaterületről rendelkezésre álló egyéb adatok bemutatása	42
3.2. A vizsgálat során felhasznált módszerek bemutatása.....	43
3.2.1. Az ártéri felszínformák vizuális azonosítása, víz- és felszínborítási jellemzése – módszertani áttekintés	44
3.2.1.1. A geomorfológiai egységek, valamint a rakamazi ártéri formák vizuális interpretációja	44
3.2.1.2. Az ártér felszínborításának vizsgálata	44
3.2.1.3. Az ártéri formák vízborítás-változásának vizsgálata Sentinel-2 felvételek alapján.....	45

3.2.2.	A sarlólapos és övzátóny formák jellemzői.....	45
3.2.2.1.	A vízfelület meghatározása	45
3.2.2.2.	A növényessűrűség meghatározása	45
3.2.2.3.	Az alaktani és magassági jellemzők vizsgálata	45
3.2.2.4.	A DTM hibája eltérő növényzeti borítottság esetén	46
3.2.3.	A pontfelhőtől a terepmodellig – módszertani áttekintés	46
3.2.3.1.	A pontfelhő zajszerűsége.....	48
3.2.3.2.	Talajpontok osztályozása	49
3.2.3.3.	Digitális terepmodellek előállítás	50
3.2.3.4.	Digitális terepmodellek validálása és statisztikai értékelése ..	51
3.2.4.	Az ártéri felszinformák automatikus azonosításának módszertana	51
3.2.4.1.	A sarlólapos és övzátóny formák táji és növényzeti változókon alapuló, pixel alapú automatikus osztályozása és statisztikai értékelése	52
3.2.4.2.	Ártéri formák morfolometriai paramétereken alapuló, pixel és objektum megközelítésű automatikus osztályozása és statisztikai értékelése	53
3.2.5.	Sarlólapos és övzátóny formák nehézfém-mintázatának vizsgálati módszertana.....	58
3.2.5.1.	Terepi mintavételezés	58
3.2.5.2.	Laboratóriumi vizsgálat	59
3.2.5.3.	Statisztikai elemzések	61
4.	Eredmények és értékelésük	62
4.1.	A vizsgált ártér felszíni formakincse, víz- és felszínborítási sajátosságai. 62	
4.1.1.	Az ártér geomorfológiai egységei.....	62
4.1.2.	Az ártér felszínborítási jellemzői és élőhelyei.....	65
4.1.3.	A rakamazi ártér vízborítottságának változása	70
4.2.	A sarlólapos és övzátóny formaelemek jellemzői.....	74
4.2.1.	A rakamazi ártér sarlólapos és övzátóny formái a terepi bejárások során	74
4.2.2.	A két forma sajátosságai a LiDAR pontfelhő és a DTM jellemzők alapján	76
4.2.3.	A LiDAR DTM és a valós felszín közötti eltérések a két forma esetében különböző növényzeti borítottság esetén	79
4.3.	Az ártér LiDAR alapú digitális terepmodelljének előállítása.....	80
4.3.1.	A pontfelhő zajszerűsége és a talajpontok osztályozása	80
4.3.2.	Az interpolációs módszerek vizsgálatának eredménye és értékelése .	84
4.3.3.	A felbontás pontosságra gyakorolt hatása	87
4.4.	Az ártéri formakincs automatikus azonosítása.....	88
4.4.1.	A sarlólapos és övzátóny formák táji és növényzeti változókon alapuló, pixel alapú automatikus osztályozása	88
4.4.2.	Az ártéri formák morfolometriai paramétereken alapuló automatikus osztályozásának eredménye.....	91
4.4.2.1.	A változó szelekció eredménye	91
4.4.2.2.	A pixel alapú morfolometriai osztályozás eredménye.....	96

4.4.2.3. <i>Az objektum megközelítésű morfolometriai osztályozás</i>	
<i>eredménye</i>	98
4.4.2.4. <i>A pixel alapú és objektum megközelítésű osztályozások</i>	
<i>értékelése</i>	98
4.5. <i>A sarlólapos és övzátony formák nehézfém akkumulációs mintázata..</i>	99
4.5.1. Talajtulajdonságok jellemzői és a nehézfémek koncentrációja.....	99
4.5.2. A nehézfémkoncentráció és a talajtulajdonságok közötti kapcsolat	102
4.5.3. A horizontális nehézfém mintázat	104
4.5.4. A vertikális nehézfém mintázat	107
5. Következtetések	109
6. Összefoglalás.....	112
7. Summary	117
Köszönetnyilvánítás	121
Irodalomjegyzék.....	124
Ábrák jegyzéke.....	160
Táblázatok jegyzéke	162
Publikációs jegyzék.....	163

1. Bevezetés, célkitűzések

A folyók felszínformáló munkájuknak köszönhetően változatos ártéri formakincset hoznak létre, melyek hazai folyóinkat is végig kísérik. Az ártéri formák – mint például a sarlólapos, övzátony, folyóhát, fok, elhagyott meder, ártéri lapály – sajátos geomorfológiájuk, térbeli összetettségük révén számos természeti folyamat meghatározójává válnak. Legtöbbször csak néhány tíz centiméteres magasságkülönbség jellemző rájuk, ami viszont alapvetően megszabja a víz lefolyási viszonyait. A magasabb térrészek néhány hétre, egy-két hónapra, míg az alacsonyabb területek akár egész évben vízállásos (mocsaras, lápos) térszínékké válhatnak. Az eltérő vízellátottság a növényzet szukcessziós pályáit is kijelöli, valamint meghatározza a területhasználati jellemzőket, a mezőgazdasági tevékenységet. A mikrodomborzati sajátságok alapvetően befolyásolják az üledékfelhalmozódási folyamatokat és a talajtani jellemzőket is.

Az árterekhez sokszínű élővilág kötődik, amely igen értékessé teszi őket mind ökológiai, mind természetvédelmi szempontból. Igazolja ezt az is, hogy hazánkban számottevő részük – mind hazai (pl. természetvédelmi terület, nemzeti park), mind nemzetközi (pl. Ramsari Egyezmény) vonatkozásokban – védettséget élveznek, illetve ökológiai folyosóként fontos elemei a páneurópai és a Nemzetközi Ökológiai Hálózatnak. Emellett az árterek fontos színterei a mezőgazdasági tevékenységeknek, valamint kulcsfontosságú szerepük van az árvizek elleni védekezésben is. Mindebből következik, hogy megőrzésük, illetve ahol szükséges helyreállításuk kiemelten fontos területe a természetvédelmi, illetve vízügyi szakpolitikának. Ahhoz viszont, hogy felelős döntések születessenek szükséges alapszerkezetük kellő részletességű feltárása és mélyebb megismerése.

Az elmúlt évek technikai fejlődése új lehetőségeket nyitott a felszíni jellemzőkről gyűjthető adatok mennyiségi és pontossági tulajdonságait illetően. A jelenleg elérhető távérzékelési módszerek közül a légi lézerekkel (LiDAR – *Light Detection And Ranging*) nagy felbontásban és nagy pontossággal teszi lehetővé a vegetáció és a felszín 3D mérését. Az aktív szenzor alkalmas a növényzettel borított területeken is a talajfelszín felmérésére, lehetőséget nyújtva ezáltal egy részletgazdag digitális terepmodell (DTM – *Digital Terrain Model*) előállítására. Mindezeknek köszönhetően az utóbbi időben számos alkalmazási területen terjedt el a LiDAR felmérésekből származó adatok használata. Hazánkban például különböző projektek keretében az árvizek elleni védekezés kapcsán folyóinkat és hullámterüket országos szinten felmérték. A felmérések célja alapvetően az árvízvédekezési tevékenység alapidokumentumainak korszerűsítése, a töltésfejlesztések előkészítése volt. A kérdés az, hogy a felmérésekből származó LiDAR adatok – az árvízvédelmi célok mellett – milyen mértékben használhatók az ártéri formák térképezésére, ezáltal az ártér alapszerkezetének mélyebb feltárására?

A doktori kutatásom alapvető célja, hogy az ártér formakincsét, hidromorfológiai sajátságait új megközelítésből, a lézer alapú távérzékelés segítségével vizsgáljam és térképezzem fel. Az elemzésre a Tisza mentén választottam mintaterületet, ahol korábban egy árvízi védekezéssel kapcsolatos

projekt keretében lézerszkenneléssel felmérés készült. A kutatáshoz komplex vizsgálatot állítottam össze, melynek során az alábbi fő célokat tűztem ki:

1. Az ártér felszínformáinak hidromorfológiai megközelítésű elemzése

Az ártéri formák sajátos geomorfológiájuk révén eltérő hidrológiai tulajdonságokkal jellemezhetők. Az eltérő körülmények más-más élőhelyi feltételeket teremtenek, más növényborítottságot biztosítanak, különböző hasznosítást tesznek lehetővé. Így e területek sokszínűségüknek köszönhetően jelentős tájképi, ökológiai, és természeti értékeket képviselnek. Hidromorfológiai alapszerkezetük mélyebb megismeréséhez nagy lehetőségeket kínálnak – a LiDAR adatok mellett – az egyéb távérzékelési eljárások (pl.: nagy felbontású ortofotók, Sentinel műholdak) és a széleskörű térbeli elemzési lehetőségek is.

E célkitűzés köré az alábbi fő kérdések csoportosulnak:

- Mi jellemzi a teljes mintaterület geomorfológiáját, felszínborítását?
- Hogyan alakul a rakamazi ártér vízborítása egy-egy árvízi elöntés után?
- A LiDAR pontfelhőben hogyan tükröződnek vissza a hidromorfológiai sajátosságok a sarlólapos és övzátany formaelemekben a rakamazi ártéren?
- Az eltérő területhasználat, illetve növényborítottság hogyan befolyásolja a DTM hibáit a két forma esetében?

2. Az ártér terepmodelljének előállítás LiDAR adatokból

Egy közel sík ártéri területen a domborzatot a lehető legpontosabban jellemző terepmodell létrehozása azért is elsődleges fontosságú, mert már a különböző eljárásokból származó DTM-ek közötti centiméteres nagyságrendű hibák is jelentősen megváltoztathatják például a lefolyási viszonyok, az üledékfelhalmozódási folyamatok megértését, és az ártér formáinak azonosíthatóságát. Bár számos tanulmány foglalkozik a DTM készítés részleteivel és tesz javaslatokat a legjobb gyakorlatokat illetően, még nem született olyan átfogó tanulmány, amelyben a DTM pontosságára ható tényezőket – a zajszerűsítés, a talajpontostályozás, interpolációs technikák, felbontás – együttesen elemzik egy ilyen közel síkvidéki környezetben.

E célkitűzés köré az alábbi fő kérdések csoportosulnak:

- Milyen hatékonysággal alkalmazhatók a nyílt forráskódú szoftverkörnyezetbe beágyazott zajszerűsítő eljárások a LiDAR pontfelhő szűrésére?
- A nyílt forráskódú szoftverkörnyezetben elérhető CSF (*Cloth Simulation Filter*) algoritmus mely beállításai alkalmasak leginkább az ártéri környezet talajpontjainak leválogatására?
- Melyik interpolációs módszerrel és milyen felbontással hozható létre a legpontosabb terepmodell?

3. Az ártér formakincsének LiDAR alapú azonosítása

Az ártér formáinak térképezésére új lehetőséget nyújtanak a lézeres felmérési technológia felhasználásával készült terepmodellek. Segítségükkel korábban

nem tapasztalt részletességgel nyerhetünk információkat az ártér mikrodomborzatának jellemzőiről, lehetőségünk van a korábbi térképeken nem, vagy csak nehezen azonosítható ártéri formaelemek azonosítására, valamint a terepen nehezen megközelíthető helyek vizsgálatára és a nem észlelhető összefüggések meglátására is.

E célkitűzés köré az alábbi fő kérdések csoportosulnak:

- A LiDAR alapú terepmodellen végzett vizuális interpretáció mennyire hatékony eszköze az ártéri formakincs lehatárolásának?
- Különválaszthatóak-e a sarlólapos és övzátóny formák pixel alapú automatikus képosztályozással a magasság- és lejtésvizonyok, illetve a növényborítottság alapján?
- Milyen pontossággal oszthatóak pixel alapon az ártéri formák morfológiai paramétereik alapján?
- Milyen pontossággal oszthatóak objektum alapú megközelítéssel az ártér formái morfológiai paramétereik alapján?

4. A sarlólapos és övzátóny formák nehézfém akkumulációs mintázatának vizsgálata

A folyóvíz hordalékanyagával együtt nehézfémeket is szállíthat, melyek egy-egy áradás során az ártéren kiülepedhetnek. Az ártéri üledékfelhalmozódásra nem csak a folyótól való távolság, hanem más tényezők, mint például az ártéri formák sajátos morfológiája is nagy hatással van. Az új megközelítésű térképezési módszerek, mivel mélyebb betekintést engednek az ártér mikrodomborzati sajátágaiba, segítséget nyújthatnak a morfológiai formákhoz kötött fémfelhalmozódás vizsgálatában is.

E célkitűzés köré az alábbi fő kérdések csoportosulnak:

- Van-e szignifikáns különbség a sarlólapos és övzátóny formaelemek nehézfém akkumulációjában?
- Alapvetően mely talajtulajdonságok befolyásolják a fémfelhalmozódást?
- Megfigyelhető-e valamilyen trend a fémek horizontális és vertikális eloszlásában?

2. Irodalmi áttekintés

Kutatási előzményként első lépésben összegeztem, azokat az elméleti alapokat, vízföldrajzi, ökológiai és természeti sajátosságokat, illetve jogszabályi hátteret, amelyek az árterek kutatásának fontosságát hangsúlyozzák, vizsgálatának gyakorlati jelentőségét, aktualitását alátámasztják. Ehhez kapcsolatosan fontosnak tartottam bemutatni, hogy hogyan alakultak át – a modern technológia kínálta lehetőségeknek köszönhetően – a föld felszínéről rendelkezésre álló adatok jellemzői és hogyan kínálnak mindezek tágabb vizsgálati lehetőséget az árterek mikrodomborzati sajátosságainak elemzésére is. Ennek tükrében az irodalmi áttekintést négy különálló részre osztottam. Az első fejezetben Magyarország vízrajzi jellemvonásait, valamint hazánk vízgyűjtő-gazdálkodási stratégiáját, keretrendszerét mutatom be. A következő fejezet az ártér sajátosságairól szól, többek között, formakincsének sokszínűségéről, hasznosításának lehetőségeiről, természeti értékeiről. Az utolsó két részben a domborzat modellezésével, valamint az árterek térképezésére használt módszerekkel foglalkozom, nagy hangsúlyt helyezve a LiDAR, mint aktív távérzékelési eszköz, felhasználásában rejlő lehetőségekre.

2.1. Hazánk sajátos vízrajzi helyzete – a kutatási téma aktualitása

Az árterek tanulmányozásához, mivel azok a folyóvízi rendszer szerves részét képezik, elengedhetetlen kiindulási alap hazánk vízföldrajzi és ehhez szorosan kapcsolódó vízpolitikai jellemzőinek rövid áttekintése. Ez a fejezet kitér a fentiek lényegre törő bemutatására, illetve tömören összegzi a Tisza vízrendszerének és árterének jelenkori és múltbeli jellemvonásait, a szabályozás hidromorfológiai következményeit is.

2.1.1. Hazánk elhelyezkedése, vízföldrajzi képe

Magyarországot a kárpát-medencei elhelyezkedésének köszönhetően sajátos vízföldrajzi viszonyok jellemzik (Juhász és Domjáné Nyizsalovszki 2010). Hazánk a Duna vízgyűjtőterületének középpontjában fekvő, négy ország tekintetében is alvízi ország (Láng 2017). Vízben gazdag, viszont a környezetszennyezésnek is kiszolgáltatott ország vagyunk (Babka 2013). Mindaz, ami a vízfolyásaink felsőbb szakaszán történik, tükröződik vizeink minőségében, mennyiségében, hordalékanyagában (Lóki et al. 2004; Szabó et al. 2009; Láng 2017). A felső vízgyűjtőterületekről érkező vízfolyások a belső medencehelyzetű Alföld síkjára lépve, az alacsony esés miatt veszítenek sebességükből, és hordalékanyaguk lerakásával jellemzően építő munkába kezdenek (Mezősi 2011). Az Alföld felszínén így két jellegzetesebb domborzattípust hoznak létre, a hordalékkúpokat és az ártéri síkokat (Marosi és Somogyi 1990). Az Alföldet a világon az egyik legjobban kifejlődött feltöltött síksággént tartják számon (Timár 2003). Területének jelentős része a Tisza vízgyűjtőjéhez tartozik (amely végül is a dunai vízrendszer része), és csak kisebb része közvetlenül a Dunához. Tengerszint feletti magasságát illetően körülbelül kétharmada a 200 m-es szintvonal alatt húzódik, amely így árvizek által kifejezetten fenyegetett terület (Somlyódy 2002; Somogyi 2000).

2.1.2. A Tisza vízrendszerének múltja és jelene

A tiszai Alföld a XIX. századot megelőzően jellemzően árvízjárta terület volt, gazdag mocsárvilággal (Tóth 2003). Az ártereket gyakran használták a természeti folyamatokba belesimuló, a térség sokrétű felhasználását támogató – mely magába foglalta az ártéri állattartást, gyümölcsösök termesztését, a halászatot, valamint a nádgazdálkodást is – úgynevezett fokgazdálkodásra (Bellon 1991; Dunka et al. 1996; Molnár 2011). E gazdálkodási formában az áradások vizét a fokokon keresztül az ártérre vezették, ahol egyenletesen szétterülve termékenyítően hatott a kaszálókra, legelőkre, gyümölcsösökre, és remek ivóhelyként szolgált a halak számára (Balogh 2001; Fodor 2001; Molnár 2011).

A 1846-ban a Vásárhelyi Terv alapján megkezdett folyószabályozási munkálatok azonban, gyökeres változásokat idéztek elő, mind a táj képében, mind a hasznosításában. A gátak megépítésével a fokokat elzárták, a folyó és a hozzá kapcsolódó víz- és ökológiai rendszerek addigi élő kapcsolata felborult, illetve megszűnt (Ihrig 1973; Tájgazdálkodási Kézikönyvsorozat 2008; Mezősi 2011). A kanyarulatok átvágásával a folyó esése megnőtt, amellyel együtt nőtt a folyó hordalékszállító képessége is. Az ártéri térszín a gátak közé szorult, a hordalékanyag-lerakódás pedig jelentősen fokozódott (Babák 2006; Schweitzer 2014). A mentett oldalt sok esetben szántóföldi művelésbe vonták, az eredeti természetes növénytakarások, pl. puha- és keményfa ligeterdők így sok esetben eltűntek (Alföldi 1999; Schweitzer et al. 2008).

A Tisza szabályozása kétségkívül szükséges és eredményes volt, a hidromorfológiai változások – kanyarulat átvágások, mederegyenesítések, gátépítések stb. – azonban, a folyó és ártere természetes folyamataiban mélyreható és kedvezőtlen átalakulást hoztak, ahhoz is hozzájárulva, hogy 1998 után rendre rekordokat döntő árvizek alakultak ki a folyón (Schweitzer 2001; Barabás et al. 2003; Muszkalay és Varsa 2003). Mindez a jelenlegi vízgazdálkodási rendszer újragondolását indította el, különös hangsúlyt helyezve az ökológiai megközelítésre.

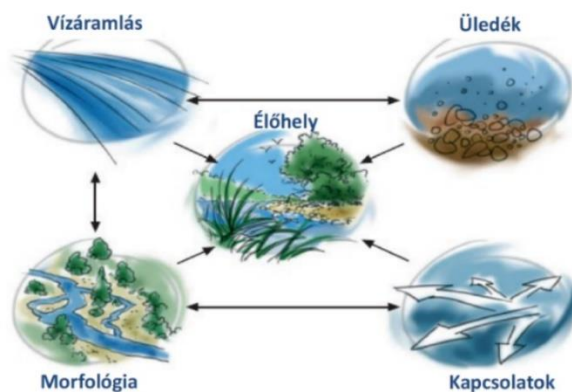
Az ezredfordulón ennek eredményeképp született meg a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése (VTT) (2004. évi LXVII. törvény), amely az árvíz elleni védekezés mellett a térség fejlesztését (például az agrárgazdálkodást, a vizes élőhelyek kialakítást, környezet- és természetvédelmet) is célzó vidékfejlesztési program. Ennek keretében szükség-tárolókat alakítottak ki, amelyekkel az árhullámok vízszintjének gyors (akár 1 méteres) csökkentését kívánják elérni, illetve az árvízmentes időszakban az egyenletes vízellátást és a tájgazdálkodást szolgálják (Czeplédi 2003; Horoszné Gulyás 2010; Schweitzer 2014; www.vizugy.hu).

2.1.3. Hazai vízgazdálkodás

Magyarország 2030-ig terjedő vízügyi stratégiáját a Kvassay Jenő Terv (KJT) öleli fel. Az árterekkel is kapcsolatos területi vízgazdálkodási szakterületei közé tartozik a folyógazdálkodás és a vizekkel kapcsolatos élőhelyek védelme (Nemzeti Vízstratégia 2017).

Az Európai Unió 2000/60/EK irányelven rögzített közösségi cselekvése a vízpolitika területén, azaz a Víz Keretirányelv (VKI) a hazai vízgazdálkodás fontos

meghatározója. A Víz Keretirányelv „jelentősen erősíti az ökológiai szemléletet a vízgazdálkodásban” (Somlyódy 2011); célja „a felszíni vizek jó ökológiai és kémiai, illetve a felszín alatti vizek jó kémiai és mennyiségi állapotának vagy potenciáljának elérése és fenntartása” (Nemzeti Vízstratégia 2017). A víztestek, vizes élőhelyek ökológiai státusza a biológiai, fizio-kémiai és hidromorfológiai elemek állapotától függ (Fehér, 2013). A VKI hidromorfológia vizsgálatai közé tartoznak: „a folyami élőhelyek abiotikus viszonyainak elemzése természetvédelmi célú ökológiai vizsgálatok keretében Vaughan et al. 2009” (Lóczy 2011), amelyekben az árterek, mint vizes, illetve víztől függő élőhelyek is szorosan érintettek (1. ábra).



1. ábra: Hidromorfológiai elemek

Fehér 2013 in: Magyar Hidrológiai Társaság XXXI. Országos Vándorgyűlése, Gödöllő, július 3-5.

Hazánkban a VKI gyakorlati megvalósítását a Vízgyűjtő-gazdálkodási Terv (VGT) foglalja össze. Jelenleg a második, VGT2 – Magyarország felülvizsgált, 2015. évi vízgyűjtő-gazdálkodási terve (1155/2016 (III.31.) Korm. határozat) – van hatályban és elkezdődött a VGT3 kidolgozása (<http://vgt3.ovf.hu/>).

Magyarország vízfolyásainak, tavainak jelentős része, illetve a vizes területeinek több mint kétharmada természetvédelmi oltalom alatt áll, mégpedig vagy országos, illetve helyi jelentőségű védett terület, vagy a Natura 2000 hálózat vagy a Ramsari Egyezmény része. Az itt fellelhető nagyfokú biodiverzitás, illetve az élőhelyek ökoszisztéma szolgáltatása (például a víz természetes rendszerekben való tárolása) miatt e területek igen jelentős értéket képviselnek. A természetvédelem a vízgazdálkodással így ezeken a területeken különösen összefonódik. Hazánk Nemzeti Természetvédelmi Alaptervében (NTA) – például vizeink védelme, a biológiai sokféleség megőrzése – és a Nemzeti Vidékstratégia (NVS) céljai között – például Tisza-völgy Komplex Fejlesztési Program – szintén található a vízgazdálkodáshoz is szorosan kapcsolódó intézkedéseket (Nemzeti Vízstratégia 2017; Nemzeti Környezetvédelmi Program 2015). Az utóbbi időkben a természetvédelem és a vízgazdálkodás közös céljaként az egyre erősödő hidromorfológiai problémák leküzdése került előtérbe (Nemzeti Vízstratégia 2017).

Az ENSZ (Egyesült Nemzetek Szervezete) Fenntartható Fejlődés Célok (2030-ig) között is szerepet kap a vizes élőhelyek védelme, valamint a Biológiai

Sokféleség Egyezmény keretében a biodiverzitás megőrzése és az ökoszisztéma szolgáltatások fenntartása. Hazánkban a Biológiai Sokféleség Egyezményt a Nemzeti Biodiverzitás Stratégia ülteti gyakorlatba, hat területre koncentrálván: védett területek és az ott lévő fajok védelme; táji diverzitás és ökoszisztéma szolgáltatások megőrzése; mezőgazdasággal kapcsolatos kérdések; vízi erőforrások védelme; inváziós fajok visszaszorítása (Nemzeti Biodiverzitás Stratégia 2015). Mind a hat terület valamilyen módon kapcsolódik ártereinhez is.

Ezekon kívül számos más nemzetközi és hazai intézkedés, fejlesztés és összefogás érinti közvetlenül, illetve közvetve ártereket. A Természetvédelmi Világalap (WWF) a Duna vízgyűjtőjére készített jelentésében széleskörű javaslatokat megfogalmazva az árterek helyreállíthatóságát térképezi fel (WWF 2010). Egy nemzetközi összefogás például a Duna Régió Stratégia Transznacionális Együttműködési Programja (2014-2020- és 2021-2027-es időszak), amelynek speciális célterületei közé tartozik az ökológiai folyosók helyreállítása és menedzsmenete, valamint a transznacionális vízgazdálkodás és árvízvédelem (<https://dunaregiostrategia.kormany.hu/>).

A fent említettek is rámutatnak az árterekkel kapcsolatos kutatómunkák aktualitására és hasznosságára. Tanulmányozásuknál különösen fontos területet ölel fel formakincsük térképezése, ugyanis megismerésükkel megkapjuk az ártér alapszerkezetét (Lóczy 2011), amely meghatároz minden más természetes és mesterséges folyamatot és jellemzőt, ideértve többek között a hidromorfológiai tulajdonságokat, a területhasználatot és a növényborítottságot (Szabó 2005; Gábris 2013; Ortmann-Ajkai et al. 2014). Remélhetőleg jelen disszertáció technikai jellege ellenére nagy gyakorlati hasznot hajt és jó kiindulási alapot nyújt az árterekkel kapcsolatos kutatások számára azért, hogy egy új megközelítésben járul hozzá az ártéri formakincs megismeréséhez.

2.2. Az árterek kialakulása, formakincse, jelentősége

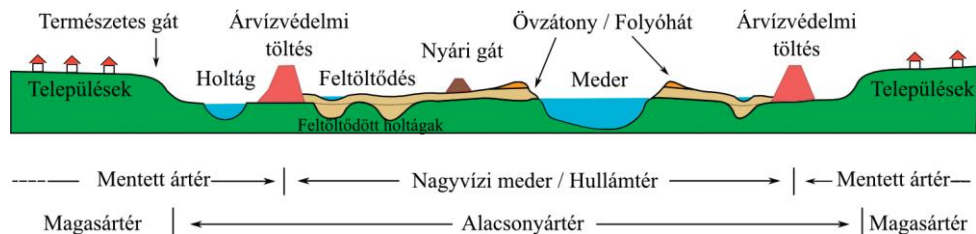
Az előző fejezetben az árterek kutatásának aktualitásáról volt szó. Jelen részben először is fogalmukat szeretném tisztázni, amely lehatárolásukhoz, jellemzésükhöz fontos alapinformációkkal szolgál. Majd ezt követően a változatos formakincsük létrejötté mögött álló folyamatokat – a hordalékfelhalmozódás sajátosságait és ökológiai veszélyeit, formálódásuk folyamatát – veszem számba. Egy külön alfejezetben kitérek az eltérő ártéri formakincs jellemzőinek bemutatására, amely megismerése a dolgozat szempontjából kulcsfontosságú, hisz a kutatás legfőbb célja ezen formák új megközelítésű térképezése. Végül pedig az utolsó alfejezetben az árterek sokrétű természeti és ökológiai értékeit, valamint szerepüket fogom részletesen ismertetni.

2.2.1. Az ártér fogalma

Az ártér fogalmát tudományáganként más-más megközelítésből határozzák meg, van, ahol a legtöbb fogalom egymással átfedésben van, néhány esetben meg is egyezik. Lóczy (2013) munkájában a következő megközelítéseket veszi számba: hidrológiai, domborzati, geomorfológiai, üledékföldtani, talajtani, növény- és

állatföldrajzi, tájökölógiai, hidromorfológiai és természeti veszélyforrás. A következőkben csak azokat a fogalmakat ismertetem, amelyeket a kutatómunka szempontjából fontosnak tartok. A **geomorfológiai** megközelítés a domborzati jellemzők mellett a felszínfejlődés sajátosságait is figyelembe veszi (Leopold 1994; Brierley és Fryirs 2005). **Tájökölógiai** szempontból nincs egységes álláspont, egyesek a teljes geomorfológiai árteret értik alatta (Malanson 1993), míg mások csak a folyómenti sávot tekintik ártérnek (Hupp és Osterkamp 1996). **Üledékföldtani** szempontból az ártér a folyó által lerakott hordalékkal borított területet takarja (Nanson és Croke 1992). A **hidrológiai** meghatározás azt a sávot tekinti ártérnek, amelyet a vízfolyás bizonyos gyakorisággal jelenleg is elönt. A legsokrétűbb megfogalmazást a **hidromorfológiai** ártérmeghatározás adja, mely a domborzati, geomorfológiai és hidrológiai jellemzőket is magába foglalja. Eszerint a hidromorfológiai ártér a vízfolyások mentén található sík felszínek, változatos mikrodomborzattal, amely a folyóvízi felszínfejlődés bélyegeit is magán hordja, egy kritikus vízálláskor elöntés alá kerülhet, és az áradáskor lerakott hordalékanyag jelenleg is építi (Lewin 1978; Bridge és Demicco 2008; Lóczy 2011). A meghatározás szerint tehát nem csak a rendszeres elöntésű területek tartoznak ide, hanem minden olyan terület, ahol megtalálható egy valamikori fluviális formaegyüttes. Az Európai Unió Víz Keretirányelve is a hidromorfológiai ártérmegfogalmazást használja (European Commission 2000). Összességében elmondható, hogy az értekezésben vizsgált mintaterület a fent bemutatott fogalmak mindegyike szerint ártérnek minősül.

Fontosnak tartom még számba venni az eltérő ártéri szintek, illetve részek – mint az aktív ártér (hullámtér), mentett ártér, alacsony és magas ártér – elnevezéseit (2. ábra).



2. ábra: Az ártér szerkezetének vázlata

Schweitzer 2001b in Varga et al. 2018

Az aktív ártér vagy hullámtér az ártér folyó mentén található sávja, amely az árvízvédelmi töltésekig húzódik (Balogh 2020). A mentett ártér az ártérnek az árvízvédelmi töltéseken kívüli része (<http://www.kotivizig.hu/> 2014). Az alacsony ártérhez tartozik a hullámtér és a töltéseken túlmenően az a terület, amelyet a szabályozás előtt a nagyobb árvizek elöntöttek (Babák 2010). A magas ártér az a térrész, amelyet a szabályozási munkák előtt is viszonylag ritkán öntöttek el a folyók, jellemzően megművelt, lakott területek (Varga et al. 2018). A doktori munka mintaterületének egésze az árvízvédelmi gátakon belül húzódó ártéri részen található. Tehát amikor ártérről beszélek, az a dolgozatomban az aktív árteret, a hullámteret takarja.

2.2.2. Az ártér üledéke

A folyók – különösen nagyvizek idején – jelentős mennyiségű hordalékot szállíthatnak, amely az áradások során az ártereiken kiülepedik (Braun et al. 2003; Nagy et al. 2017). Az üledék-felhalmozódás üteme térben és időben változik, és számtalan tényező befolyásolja. Többek között függ:

- az adott árhullám lebegtetett üledékének koncentrációjától,
- a folyómedertől való távolságtól (minél messzebb vagyunk a folyótól általában annál finom szemcseméret jellemző),
- a hidrodinamikai folyamatoktól (például lassabb áramlási viszonyok között nagyobb mennyiségű üledék rakódik le),
- a vegetáció sűrűségétől (a sűrű növényzet lelassítja a vízmozgást),
- az aktív ártér alakjától (mivel a gátak nem párhuzamosan követik a folyókat, így hol keskenyebb, hol szélesebb területek váltják egymást, amely közvetlen hatással van a víz sebességére),
- a felszíni formakincs meglététől (Piégay et al. 2008; Szabó et al. 2009; Crosato és Saleh 2011; Nicholas 2013; Hernesz 2015; Pregun 2016; Ahilan et al. 2018; Konsoer és Rhoads 2018).

A Tisza azok közé a folyók közé tartozik, amely hordalékszállítása számottevő (Czaya 1988). A folyószabályozások óta az aktív árterén lerakódó üledékmennyiség vastagsága helyenként elérheti a méteres nagyságrendet is (Schweitzer 2001a; Nagy et al. 2001; Sándor és Kiss 2008). Sándor and Kiss (2006) közép és alsó-tiszai mintaterületeken végzett vizsgálata rávilágít arra, hogy az elmúlt évtizedekben (30-40 évben) a hullámtéri üledékfelhalmozódás mértéke gyorsuló tendenciát mutat, szinte megduplázódott. Szabó és Posta (2008) a Felső-Tisza vidéken végzett vizsgálata során 0,8-1,0 cm/év üledékfelhalmozódási ütemet állapított meg.

A folyók üledékükkel együtt nehézfémeket is szállíthatnak, amelyek az árterre kerülve ott felhalmozódnak (Matys Grygar et al., 2016; Xiao et al., 2011). Felhalmozódásuk és táplálékláncba való bekerülésük (bioakkumuláció, biomagnifikáció) potenciális veszélyforrást jelent, főleg a mezőgazdaságilag hasznosított ártereken (Clevers et al. 2004; Tamás és Farsang 2016). Eredetük szerint természetes folyamatokból (pl. mállás) vagy emberi tevékenységből származnak, (pl. bányászat) és oldott vagy szuszpendált formában – különösen az agyag frakcióhoz kötődően (Horowitz 1986; Salomons et al. 1987; Szabó et al. 2010a) – szállítódnak a folyóvízzel (Krüger et al. 2005; Lado et al. 2008; Nguyen et al. 2009; Makovniková et al. 2019). Az árterek bányászati tevékenységből származó nehézfémterheltséget már számos kutatás során vizsgálták (Wolfenden és Lewin 1978; Lewin és Macklin 1987; Bradley és Cox 1990; Hudson-Edwards et al. 1999; Xiao et al. 2011; Foulds et al. 2014). Arra vonatkozóan is születtek tanulmányok, hogy az ártéri geomorfológia hogyan befolyásolja a nehézfémek felhalmozódását (Martin 1997; Szalai 1998; Szalai et al. 2005; Tamás és Farsang 2016; Kotková et al. 2019; Babcsányi et al. 2019), illetve hogyan alakul a fémakkumuláció a különböző fluviális formákban, valamint eltérő területhasználatnál (Ladd et al. 1998; Miller és Orbock Miller 2007; Szabó et al. 2009; Van Metre és Horowitz 2012; Ciszewski és Grygar 2016). Kutatások folytak a nehézfémek (pl. Hg, Cr, Cd, Ni, Mn,

Cu, Pb, Zn) talajtulajdonságokkal való kapcsolatának feltárására, ahol azt találták, hogy a magasabb szervesanyag-tartalom, a finomabb szemcseméret és a talaj savanyúsága pozitívan korrelálnak a nehézfém-tartalommal (Salomons és Förstner 1984; Kiss és Sipos 2001; Borůvka és Drábek 2004; Szabó et al. 2010b; Gosztonyi és Szabó 2011). A nehézfémek megléte segíti az ártéri alluvium korának és rétegeinek meghatározását is (Lewin et al. 1977; Knox 1987; Lecce és Pavlowsky 2001; Pavlowsky et al. 2017).

Magyarország a Kárpát-medence közepén fekvő országgént kifejezetten kiszolgáltatott helyzetben van (ICPDR 2015). Leginkább Romániából és Ukrajnából eredő folyóink, a Tisza és a mellékfolyói – Kraszna, Szamos és a Túr –, vannak a szennyezés kockázatának kitéve, elsősorban a hegységekben történő bányászati tevékenységek következtében (Lakatos et al. 2003; Osán et al. 2007), például a Szamoson az elmúlt évben, 2021 februárjában is történt nehézfém-szennyezés (<http://www.kotivizig.hu/> 2021). Az áradással érkező fémek mennyisége változó, például a Tiszán 2000-ben levonuló árhullám cianid- és nehézfém-szennyeződése – a borsabányai és a novat-rosui bányabalesetek miatt – a folyó történetének a valaha ismert két legnagyobb ökológiai katasztrófája volt (Hamar és Sárkány-Kiss 1999; Sárkány-Kiss et al. 2012). E szennyező hullámok után egyre több tanulmány született az árterek – elsősorban a tiszai ártér – nehézfém-terheltségére vonatkozóan (Fleit és Lakatos 2003; Osán et al. 2007; Lakatos et al. 2003; Szabó et al. 2010a; Győri et al. 2015; Molnár et al. 2017). Alapi és Győri (2003) megállapították, hogy a 2000-es áradás során lerakott üledék nehézfém-tartalma szignifikánsan magasabb a korábbi áradások által szállítottaktól. Szabó et al. (2009) talajszelvény vizsgálatai igazolták, hogy az ártérre folyamatosan érkezik nehézfémeket tartalmazó üledék a Tisza áradásával. Nguyen et al. (2009) vertikális – 180 cm-es mélységig – mintavételezéseik során eltérő mélységekben kiugró nehézfém koncentrációkat találtak, bizonyítva ezzel a folyót időről időre érő nehézfémterheléseket.

2.2.3. Az ártérformálódás folyamata

Az ártérformáló folyamatokat csoportosíthatjuk genetikai, illetve morfológiai alapon. Előbbi a folyó energiája és a hordalék-felhalmozási folyamatok viszonyára, utóbbi a folyóvízi formakincs épülésére összpontosít (Lóczy 2013).

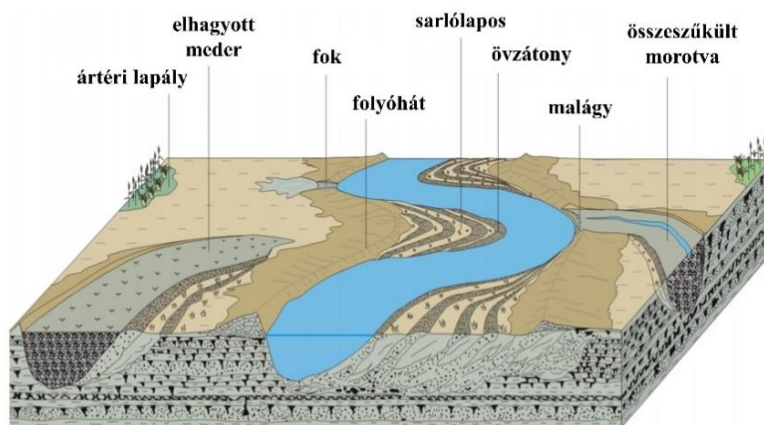
Nanson és Croke (1992) számszerűsíthető változókat figyelembe véve, a **genetikai ártérfejlődés**nek hat kategóriáját különíti el (Vass 2014), mégpedig: (1) laterális övzátony képződés, (2) vertikális akkréció, (3) fonatos meder akkréciója, (4) a partfal ferde akkréciója, (5) átellenes akkréció a meder pusztuló oldalán, (6) elhagyott meder akkréciója. Ugyanebben a munkában három fő ártértípust különböztetnek meg: (A) nagy energiájú, laza üledékű, (B) közepes energiájú, laza üledékű, (C) kis energiájú, kötött árterek. A Tisza alföldi ártere a B típusúhoz tartozó, közepes energiájú, laza üledékekből felépülő árterek közé sorolható (Hernes 2015).

A **morfológiai ártérformálódás** két elkülöníthető folyamata a laterális és vertikális üledékfelhalmozódás. A laterális akkréció a mederben zajló oldalirányú üledékképződés, mely következtében lapos árterek képződnek, jellemzően sarlólapos övzátony rendszerekkel (Wolman és Leopold 1957). A vertikális akkréció

az árvizek alkalmával egymásra települő üledékrétegek eredménye, amely az ártér felmagasodásával jár, domború árteret eredményezve (Schumm 1973; Balogh 2001). Sokszor a két folyamat egymással párhuzamosan zajlik, azt, hogy térben és időben melyik válik meghatározóvá, több tényező befolyásolja: pl. egyensúlyi állapot, hidrológiai sajátságok. Általánosságban véve azonban megállapítható, hogy a meanderövbén a laterális, attól távolabb a vertikális ártérfejlődés a jellemzőbb (Wolman és Leopold 1957; Vass 2018). Ha Nanson és Croke (1992) által elkülönített ártértípusokat nézzük, azt mondhatjuk, hogy a vertikális ártérfejlődés leginkább az A és C típusú ártéren, a laterális üledékfelhalmozódás pedig a B típusú ártéren uralkodó folyamat (Hernesz 2015). A Tisza hazai szakaszának meanderöve jó példa a vízszintes irányú ártérfejlődésre (Schweitzer et al. 2002; Vass 2018).

2.2.4. Az ártér formakincse

A folyók eróziós és akkumulációs munkája nyomán ártereiken változatos formakincset hoznak létre (3. ábra) (Lewin 1978; Charlton 2007; Bridge és Demicco 2008; Bertalan et al. 2019). Hernesz (2015) munkájában a morfológiai ártérformálódás két típusa szerint, magukat a folyóvízi formakincseket is csoportosította, eszerint mederformákat és a hozzájuk kapcsolódó formákat, illetve a függőleges irányú üledék-felhalmozódáshoz kötődő ártéri formákat különített el. Az oldalazó üledékképződéssel járó mederformákhoz sorolta az övzátont és sarlólapost, az elhagyott folyómedret. A függőleges üledék-felhalmozódással járóhoz pedig a folyóhátat, fokot és az ártéri lapályt.



3. ábra: Ártéri formakincs

(<http://skylla.web.elte.hu/2013>)

A meanderező típusú folyók vándorlásának eredményeképp létrejövő egyik legszembetűnőbb felszínformák, a kanyarulatok belső ívéen elhelyezkedő **övzátony-sarlólapos** (*point bar and swale*) formaegyüttesek (Hickin 1974; Nanson 1980). Az övzátonyok körülbelül a középvízi mederrel egymagasságban vannak és közöttük mélyebb, ívelt futású felszínként húzódnak a sarlólaposok (Allen 1965; Vass 2018). A meanderező folyó külső ívében a centrifugális erő miatt a vízszint megemelkedik,

mellyel együtt növekszik a nyíró erő, ami a partfal és a meder erodálását okozza (Chen és Tang 2012; Hernesz 2015). Mindeközben a belső kanyarulatban, ellentétes folyamatként a lelassult vízáramlás miatt hordalék rakódik le (Wolman és Leopold 1957). A végeredmény a kanyarulat folyamatos áthelyeződése, a belső oldalon pedig a part görbületi sugarával párhuzamos gerincek, azaz övzátonyok, illetve övzátony-sorok létrejötte, melyeket a köztük lévő keskeny mélyedések, a sarlólaposok választanak el egymástól (Nanson és Hickin 1983; Fryirs és Brierley 2013; Strick et al. 2018). Minél gyorsabb a külső oldali medervándorlás, a belső íven annál közelebb jönnek létre egymáshoz az övzátony tagok (Hickin és Nanson 1975; Nagy 2020). A kanyarulatfejlődés típusa alapvetően meghatározza az övzátony-sarlólapos morfológiai jellemzőit. Daniel (1971) három típust különböztet meg: (1) megnyúló, amikor csak a középvonalhossz növekszik meg; (2) elforduló kanyarulatok, itt a megnövekvő középvonal mellett megváltozik a kanyarulat tengelyének az iránya is; (3) áthelyeződő kanyarulatok, ennél az esetnél csupán a folyásirányba való elmozdulásról van szó (Nagy 2020).

Az övzátonyok anyagukat tekintve változatos szemcsefrakciókból épülnek fel, amely alulról felfelé finomodik (Allen 1965; Butzer 1986). A rétegsor aljára durva fenékhordalék települ, amelyre általában keresztretegzettségű homok rakódik, majd végül finom homok, iszapos és agyagos üledékanyag kerül (Nanson 1980; Ashworth et al. 2000; Gábris et al. 2002). A sarlólaposok esetében a folyó energiájának csökkenésével – mivel azok az övzátonyoknál alacsonyabb vízállás mellett képződnek – a szállított anyag mennyisége és a szemcsék mérete is csökken, így anyagukat tekintve finomabb és egységesebb méretű frakciókból állnak, mint az övzátonyok, leginkább iszap és agyagfrakció jellemző rájuk (Nanson 1980; Hooke 2003). A kanyarulatvándorlás következtében távolabb került, idősebb övzátonyok és sarlólaposok felszínén megkezdődhet a vertikális akkréció is, ugyanis az árvizek alkalmával felszínükre újabb és újabb finomabb üledék települhet ki (Happ et al. 1940; Nagy 2020).

Az ártér legalacsonyabb formái közé tartoznak az *elhagyott medrek* (*paleo channel*), amelyek egyben talán a legtagoltabbá is teszik az ártér felszínét. Az elhagyott medrek létrejöhetnek természetes úton a kanyarulatok lefüződésével (*morotva – oxbow lake*), amelyet a *malágy* – finom szemcsés üledék – választ el az aktív medertől (Brierley és Fryirs 2005; Katona 2014), valamint mesterséges átvágásokkal (*holtág*), amelyekre számos példa akadt a folyószabályozási munkák alatt (Szabó et al. 2012a). Üledékükre jellemző, hogy inaktívvá válásuk után általában csak a lebegtetett hordalékanyag rakódik le bennük, amely így jól elhatárolható réteget képez az egykori mederüledék anyagától (Balogh 1991; Katona 2014). Ezen formaelemek jellemzően nem töltődnek fel teljesen a környező ártér szintjéig, ami miatt évszázadokkal később is láthatók maradnak (Hernesz 2015; Nanson és Croke 1992).

Közvetlenül a folyómeder mellett – általában az egyenes szakaszok, vagy a külső kanyarív mentén – található a *folyóhátak* (*levee*), melyek a legmagasabb formaként, akár több méterrel is a környezetük fölé emelkedhetnek (Allen 1965; Brierley et al. 1997; Palaseanu-Lovejoy et al. 2019). Aszimmetrikus alakjuk a meder felől meredekebb, az ártér felé pedig lankásabb (Brierley és Fryirs 2005). A

folyóhátak az árvizek során képződő formaelemek, amelyekre általában felfelé durvul, a medertől távolodva pedig egyre finomodó üledékek jellemzők (Molnár 2011; Balogh 2020). Leginkább közép- és finomszemű homokból, valamint durva iszapból épülnek fel (Katona 2014). Felszínüket gyakran **fokok** (*crevasse channel*), vagy más néven lecsapoló árkok – az árvizek alkalmával, vagy mesterségesen, emberi beavatkozással keletkező árkok – szabdalják (Bridge 2003; Fodor 2001). Rajtuk keresztül áramlik az árhullám vize az ártérre, majd apadás idején vissza a mederbe (Molnár 2011). Ahol a nagysebességű víz a fokon keresztül az ártérre lép, a folyóhát felszínének durvább üledékét is magával viszi és szétteríti létrehozva az **ártéri homokfoltot** (*crevasse splay*) (Gábris 2003; Hernesz 2015).

Az ártér másik alacsonyán fekvő egységei közé tartoznak – az elhagyott medreken kívül – az **ártéri lapályok** (*backswamp*) vagy mocsarak. Az aktív medertől sokszor a legtávolabb fekvő formákról van szó, amelyekbe már csak az iszap- és agyagfrakciók jutnak el és rakódnak le a kis energiájú akkumulációs környezet következtében (Balogh 1991).

Mindezek a jellegzetes morfológiai elemek lényegében egy **formaszegény ártéri felszín**be ágyazódnak be (Vass 2014).

Fontosnak tartom megjegyezni, hogy a formák neveit Butzer (1986) és Lóczy és Veress (2005) geomorfológiai könyveikben leírtaknak megfelelően használom. A hazai szakirodalomban ugyanis a közelmúltban megjelent néhány olyan szakkikk – Nagy et al. 2001; Schweitzer et al. 2002; Gábris 2003 –, amelyben ettől eltérő megnevezéseket használnak.

2.2.5. Az árterek hasznosítása és jelentősége

A XIX. századi folyószabályozási munkálatok megnyitották az utat az árterek mezőgazdasági termelése előtt. Területüknek így közel a felét szántó-, kaszáló- és legelőként használják, bár a termőhelyi feltételek és a természetvédelmi előírások csak extenzívebb gazdálkodást tesznek lehetővé (Orosz 1992; Tóth és Tóth 2010). Felszínükön fellelhető folyóvízi formakincs eltérő geomorfológiájából adódóan találhatunk olyan állandó vízborítású, illetve időről időre előtört térrészeket is, ahol viszonylag zavartalan természeti környezet maradhatott fenn, változatos ártéri élővilág alakulhatott ki (Bellon 1996; Hamar és Sárkány-Kiss 1999). Mindezeknek köszönhetően – bár a vízjárta területek kiterjedése csökkent –, ártereink még ma is igen jelentős természeti, ökológiai és tájökológiai értékeket képviselnek (Haraszty 2000). Igazolja ezt az is, hogy területük számottevő része hazai (pl. természetvédelmi terület, nemzeti park), illetve nemzetközi (pl. Ramsari Egyezmény) védettséget is élvez, továbbá ökológiai folyosóként fontos elemei a páneurópai és a Nemzetközi Ökológiai Hálózatnak (Érdiné Szekeres 2002). Megőrzésük, illetve ahol szükséges helyreállításuk tehát kiemelten fontos területe a természetvédelmi, illetve vízügyi szakpolitikának.

Az árterek geomorfológiai sajátosságai közvetett és közvetlen módon alapvetően meghatározzák az ott zajló ökológiai és természeti folyamatokat és viszonyokat. Így például az árvízi elöntési szinteket, az ártér árvízvezető képességét, a talajvíztükör felszínhez való közelségét, az ártéri szukcessziós pályákat, a táji- és élőhelydiverzitást, az ökológiai folyosók alakját és kiterjedését, a talajviszonyokat

és a hasznosítási lehetőségeket (Newson és Newson 2000; Montgomery 2001; Newson 2002; WWF 2010).

Az ártéri vízviszatartásban, vízelvezetésben a különböző formaelemeknek eltérő szerep jut. A víz elvezetésben a fok, az elhagyott meder, sarlólapos; a víz tározásában az ártéri lapály, valamint szintén az elhagyott meder játszik inkább szerepet; míg az árvíz elleni védekezésben a folyóhát tölt be igen fontos feladatot (Brierley et al. 1997; Hernesz 2015). Az ártéri növényzet vízviszatartó szerepe is jelentős, segíti a víz talajba szivárgását – különösen a fák gyökerei –, illetve nagy mennyiségű vizet párologtatnak el (WWF 2010). Mindezek eredményeként az árvízcsúcsok tompulnak, és az ártéri tározás időben eltolhatja egymástól a mellékfolyók árvízi csúcsait (Lóczy 2011).

Az áradások rendszeres visszatérésükkel fenntartják a folyó menti élőhelyek változatosságát és irányítják az ártéri élőhelyek térszerkezetét (Tockner et al. 1999; Tockner és Stanford 2002; Lóczy 2011). Az ártéri élőhelyek önmagukban is fontos vizes élőhelyek, amelyek csak egy-egy árvízi esemény során kapcsolódnak össze a folyóval, de ennek az élőlények különböző élettevékenységei (búvóhely, szaporodási és táplálkozási hely) miatt óriási ökológiai jelentősége van (Ward és Tockner 2001; Clarke et al. 2003; Hohausova és Jurajda 2005; Lóczy 2011).

A folyók azáltal, hogy behálózják a vízgyűjtő területek különböző élőhelyeit, kapcsolatot biztosítanak az egyes élőhelyek között is, így lehetővé téve a különböző fajok mozgását, fennmaradását (Érdiné Szekeres 2002; Kerényi 2007). Ennek következtében az árterek az ökológiai hálózatban lépőkövekként (*stepping stones*), illetve folyosókként (*corridors*) funkcionálnak, valamint biológiai forrópontokként (*hotspots*) – nagy fajgazdagságú területekként vannak jelen (Ortmann-Ajkai et al. 2014; Bertalan et al. 2018).

Az ártéri folyosók legfőbb eleme a növényzet, melynek szukcessziós pályáit a vízellátottság határozza meg (Wenger 1999; Szabó 2001; Lóczy 2011). A különböző ártéri formaelemeket a vegetáció fokozatosan borítja be. Az ártér legmélyebb részein – az elhagyott medrekben és az ártéri lapályokban – gyakran nyílt víztükrű tavakat találunk, amelyek szépen fokozatosan elkezdnek feltöltődni. Felületükön először a hínárfélék jelennek meg, melyeket aztán a sulyom, végül pedig a nádas vált fel. Azokon az árvízjárta térrészeken – például a sarlólapos és övzátonyos rendszerekben –, ahol a talajvíztükrőrszint már nincs olyan magasan, a gyékény, a sás és egyéb fűfélék uralkodnak. Legmagasabb formaként a folyóhátak árvízmentes felszínén puha- és keményfás ligeterdőket találunk, ahol az emberi tevékenység nem alakította át az eredeti vegetációt (Ortmann-Ajkai et al. 2014; Bornette et al. 1998).

Az ártér, azzal, hogy megköti a hordalékot, az esetleges szennyezőket (nehézfémeket, növényvédő szereket), a tápanyagokat és szaporítóanyagokat, tompító sávként is funkcionál (Haycock et al. 1997; Lóczy 2011). Az ártér legmélyebb fekvésű részei – elhagyott medrek, ártéri lapályok – pedig üledékcsapdákként is szolgálnak (Tamás és Farsang 2016; Babka et al. 2018).

A fentiekben összefoglalt ökológiai funkciók csak az ártér megfelelő állapotában működnek jól. Fontos tehát hasznosításuk során a táji adottságokat, az árvízvédelem és a természetvédelem érdekeit is figyelembe venni és azokat

összehangolni. Tóth és Tóth 2010-es tanulmányában a szántók és nemes nyár ültetvények gyepekké (rétek, legelők, kaszálók) történő átalakítását javasolja a hatékonyabb vízelvezetés és a fajgazdagság növelése céljából. Oláh (2004) a fokgazdálkodás újraélesztésétől várja az árterek természetszerűbbé tételét. Erre a meanderező típusú folyók árterületeinek geomorfológiai környezete nagyszerű lehetőséget is kínál – nem véletlen, hogy egykor az alföldi területeinken oly jellemző volt e gazdálkodási forma (Molnár 2011).

Ahhoz, hogy megfelelő ártéri területhasználatot alakítsunk ki, elengedhetetlen eszköz a tájértékelési felmérés. Ennek keretében az ártér felszínformáinak, a növényborítottságának és a talajadottságainak feltérképezése szolgáltatja az alapinformációkat, amelyek a jelen távérzékelési módszerek felhasználásával új, részletgazdag megközelítésben vizsgálhatók (Geerling et al. 2007; Lóczy 2011; Saez et al. 2011; Hill és Hinsley 2015; Mandlbürger et al. 2015; Bywater-Reyes et al. 2017; Lo Re et al. 2018; Stereńczak et al. 2020).

2.3. Digitális terepmodellek a felszíni formakincs vizsgálatában

A környezeti kutatásoknak ma már elengedhetetlen eszközei a digitális domborzatmodellek. Segítségükkel pontosabban és nagyobb felbontásban tanulmányozhatjuk a földfelszín sajátosságait, térképezhetjük fel formakincset. Jelen fejezet első részében egy rövid áttekintést nyújtok a digitális terepmodellek jellemzőiről, majd a következő részekben mélyebbre ásva térek ki a LiDAR, azaz a lézer alapú távérzékelés kínált lehetőségeinek bemutatására a terepmodellek létrehozásában. Ezen modellek felhasználásával sokoldalú térbeli elemzésekre nyílik lehetőség, melyek közül a disszertáció szempontjából relevánsakat az utolsó előtti alfejezetben részletezem. Végül az utolsó részben összefoglalom az ártér térképezésére leggyakrabban alkalmazott módszereket, ahol külön figyelmet szentelek a LiDAR adatok gyakorlati alkalmazására a szakirodalmi források alapján.

Dolgozatomban a terepmodell és a domborzatmodell szavakat egymás alternatívájaként használom, a csupasz földfelszín modellezését értve alatta.

2.3.1. Digitális terepmodellek jellemzői

A digitális terepmodell (DTM) a földfelszín bizonyos ismert pontjainak x, y, z térbeli koordinátáit tartalmazó adatbázisa (Telbisz et al. 2013). Ezek a 3D-s modellek hatékony és fontos eszközei a környezeti vizsgálatoknak, előrejelzéseknek és döntés előkészítési, tervezési feladatoknak (Li et al. 2004; Mason et al. 2015; Tarolli et al. 2009). Elengedhetlenekké váltak a föld- és egyéb természettudományok, az agrártudományok, a mérnöki tervezés területén (Moore et al. 1991). Gyakran alkalmazzák őket például a természeti kockázat-menedzsmentben is, vulkáni kitöréssel vagy árvízi elöntéssel érintett területek lehatárolására (Ramos et al. 2009; Deshpande 2013; Gesch et al. 2020) Az árterek esetében egy megfelelő felbontású DTM jól használható az árvízi események alkalmával a vízmozgás irányának modellezésére, segíti a legeltetés és a szántóföldi művelés számára alkalmas területek kijelölését, továbbá támogatja azon térrészek azonosítását, amelyek jó élőhelyi feltételeket kínálnak a védett vagy értékes fajok számára, valamint arra is

alkalmas, hogy segítsen a nehézfém-felhalmozódás mintázatának térképezésében (Ramos et al. 2009; Hamilton et al. 2007; Mason et al. 2015; Hawker et al. 2018; Szabó et al. 2020a).

A digitális terepmodellek többféle adatforrásból hozhatók létre; például terepi adatfelvételezésből (GPS – *Global Positioning System* vagy szintezés) származó pontokból, szintvonalak vektorizálásával, légi vagy műholdas sztereofotogrammetria eljárások használatával, SfM (*Structure from Motion*) képalkotómódszerek alkalmazásával, légi vagy műholdas radar technológiák, illetve a légi lézerszkennelés (LiDAR) felhasználásával (Moore et al. 1991; Carrara et al. 1997; Mallet és Bretar 2009; Casula et al. 2010; Palaseanu-Lovejoy et al. 2014; Bertalan et al. 2016; Chen et al. 2017; Darmawan et al. 2018; Szabó et al. 2019b). Az említett adatforrásokat használva eltérő lépéseken keresztül állíthatjuk elő a kész 3 dimenziós modellt (Li et al. 2005; Wilson 2012). A különböző forrásból származó adatok más és más adatsűrűséggel, pontossággal, mintázattal és területi lefedettséggel jellemezhetők (Moore et al. 1991; Oguchi et al. 2011; Hawker et al. 2018). Jelenleg a légi lézerszkenneres adatgyűjtés az egyik leghatékonyabb módja, hogy nagy mennyiségű, megbízható domborzati adatokra tegyünk szert viszonylag nagy területi lefedettséggel (Hohenthal et al., 2011; Tarolli, 2014).

Aszerint, hogy hogyan tároljuk az adatokat a digitális terepmodellben, két adatszerkezet típust különböztethetünk meg; (1) raszteres modellek, amelyek 'grid' (rács) alapúak, és (2) vektoros modellek, ahová a 'TIN' (*Triangular Irregular Network* – szabálytalan háromszög hálózat) is tartozik (Detrekői és Szabó 2002; Juhász 2011). Természetesen a két modelltípus kombinációjaként hibrid megoldások is előfordulnak. A raszteres modellekben a felszín magasságát szabályos rácshálóval lefedett négyzetekben tároljuk, amelyet pixeleknek nevezünk (Hawker et al., 2018). A szabályos elrendezés következtében a különböző elemzések viszonylag könnyen algoritmizálhatók (Moore et al. 1991). Két szomszédos rácsvonal távolsága, tehát a pixel mérete, a modell felbontása (*resolution*) (Katona 2013). A TIN modellek felbontását, mivel szabálytalan elrendezésű háromszögekből állnak, nehezebb egy paraméterrel jellemezni és a velük való műveletek bonyolultabbak, mint a rácshálóval (Telbisz et al. 2013). Az, hogy melyik típusát választjuk az adattárolásnak meghatározza majd a továbbiakban elvégezhető feladatok körét.

A terepmodellek készítéséhez térbeli interpolációt kell alkalmaznunk, hogy a tér minden egyes pontjához hozzá tudjunk rendelni egy magassági értéket (Bódis 2008). Interpolációnak azokat az eljárásokat nevezzük, amelyek segítségével az ismert magasságú tereppontok alapján, azok között, további magassági értékeket határozzunk meg, és ezáltal folytonos felületet hozunk létre (Wilson és Gallant 2000; Mélykúti 2010). Általános számítási elvük az, hogy valamely szomszédos ismert pont felhasználásával súlyozott átlagot számolva kapjuk meg a becsült értéket; az egyes módszerek közötti eltérés a súlyok elosztásában és a figyelembe vett pontok számában van (Telbisz et al. 2013). Megkülönböztetünk klasszikus interpolációs (az interpoláló függvény áthalad az eredeti pontokon) és approximációs (pontokat csak közelítő) eljárásokat (Juhász 2011). Az interpolációk matematikai (úgynevezett *determinisztikus*) vagy statisztikai (*sztochasztikus*) elemzéseket is figyelembe vevő interpolációs eljárások lehetnek (Burrough 1986). Előbbiekhez tartozik például a

természetes szomszéd (*Natural Neighbour*), a lineáris (*Linear*) interpoláció, míg a sztochasztikushoz a krigelés (Hutchinson és Gallant 1999; Li et al. 2005). Elsősorban a terep változatossága, illetve az adatforrások változó pontmennyisége határozza meg, hogy melyik interpolációs eljárás a legalkalmasabb választás. Fontos, hogy a választott függvénnyel csak közelíteni tudjuk – teljesen pontosan leírni nem – a domborzat formáit (Mélykúti 2010).

A terepmodell többféle hibát tartalmazhat, amely adatforrásonként eltérhet egymástól (Raaflaub és Collins 2006). (A lézeres távérzékeléssel kapott DTM-k hibalehetőségeit a későbbi részekben tárgyalom.) A különböző interpolációs eljárások is eltérő hibákat eredményezhetnek (Desmet 1997), melynek részleteire nem kívánok kitérni. Kiszűrésük történhet vizuálisan, vagy statisztikai elemzést alkalmazva úgy, hogy megvizsgáljuk a létrehozott modell mennyire tér el a referenciapontoktól (Hutchinson és Gallant 1999).

Fontosnak tartom még megemlíteni, hogy a digitális terepmodelleken kívül a tudományos kutatásokban gyakran alkalmazott modellek a digitális felszínmodellek (*Digital Surface Model* – DSM) is (Neuberger et al. 2015; Szatmári, n.d.). A DSM-ek a terepen található természetes és mesterséges objektumok magasságviszonyait írják le, így hasznos információt nyújthatnak az ártér érdességi viszonyairól, az élőhelyek jellegéről a növényzet sűrűségéről, szerkezetéről szolgáltatott adatokkal (Dorn et al. 2014; Zlinszky et al. 2015; Bodoque et al. 2016; Koma et al. 2021).

2.3.2. LiDAR technológia, új eszköz a földfelszín modellezésében

A földrajzi információk gyűjtésének leghatékonyabb módja a távérzékelési módszerek használata (Czímber 2001). A hagyományos képkészítés mellett egyre inkább előtérbe kerülnek az aktív rendszereket – tehát a mesterségesen előállított és a felszín által visszavert sugárzást mérő rendszereket – használó eljárások (Lóki 2002). A földfelszín modellezésében elsősorban a légi lézerszkennelésnek jut kiemelkedő szerep, amely használatával 3D-s környezetben gyűjthetünk pontos térbeli információkat a felszín sajátosságairól (Tarolli 2014; Scown et al. 2015a). Lézeres mérésen alapuló technológia még a földi (TLS -*Terrestrial Laser Scanning*) és mobil lézerszkennelés is. A légi lézeres szkennelésre a szakirodalomban számtalan elnevezés terjedt el: légi lézerszkennelés, ALS (*Airborne Laser Scanning*), légi lézeres térképezés, topográfiai LiDAR, légi LiDAR, LiDAR.

Légi lézerszkenneléssel nagy mennyiségű adat gyűjtésére van lehetőség, és a viszonylag nehezen elérhető területeket is felmérhetjük (Enyedi et al. 2018). Ennek következtében az árterek vizsgálatára is jó lehetőséget nyújtanak. Az ártér legértékesebb élőhelyei ugyanis sokszor áthatolhatatlan területek – főleg a sarlólaposok, elhagyott medrek, mocsarak, lápok – a sűrű növényzet, illetve az állandó vagy időszakos vízborítás miatt (Heritage et al. 2016), ahol a terepi mérések szinte kivitelezhetetlenek, továbbá más módszerek, mint pl. a fotogrammetria a sűrű növénytakaró miatt leginkább csak digitális felszínmodell létrehozására alkalmasak, a talajfelszín modellezésére nem (Bentley et al., 2016; van Iersel et al., 2016). E technológia széleskörű vizsgálatokra ad lehetőséget: többek között alkalmas a növényzet, a felszínborítás szerkezetének elemzésére, a talajfelszín modellezésére,

valamint a felszíni formakincs térképezésére is (Király et al. 2012; Singh et al. 2012; Ghuffar et al. 2013; Alexander et al. 2015; Zlinszky et al. 2015).

A légi lézerszkennelés előnyei más topográfiai adatgyűjtési technikákkal szemben (Lohani n.d.) alapján az alábbiakban foglalható össze:

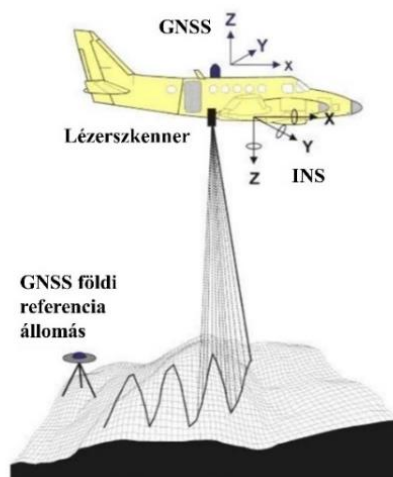
- Nagyobb pontosság:
 - relatív értelemben a mérés körülményeinek függvényében akár cm-es vertikális és horizontális pontosság is elérhető, a rendszer abszolút pontossága inkább dm-es nagyságrendű.
- Gyors felmérés:
 - akár 1000 km²-es terület felmérése 12 óra alatt,
- Minimális az emberi tényezőtől való függés:
 - a folyamatok többsége automatizálható (például a terepi GPS felvételezés nagy munkaigényű, annyira sűrű a terepi adat, amennyi időt befektetnek a felmérésbe).
- Időjárás és fényviszonyoktól való függetlenség:
 - felhős időben, vagy akár éjszaka is elvégezhető a felmérés, mivel nincs szükség napfényre az adatgyűjtéshez (ellenben a fotogrammetriával).
- Lombkorona alatti területek felmérése:
 - a lézernyaláb áthatol a lombkoronán, így a cserjeszintről, illetve a talajról is nyerhetünk információkat (ezt a fotogrammetria szintén nem teszi lehetővé (Szabó et al. 2018)).
- Nagy adatsűrűség:
 - másodpercenként több ezer pont távolságának mérésére is van lehetőség,
 - többszörös visszhang, illetve teljes jelalakos adatrögzítés, tehát egy kibocsátásból több információ is kapható a felszín sajátosságáról.
- GCP-től való (*Ground Control Points* – földi kontroll pontok) függetlenség:
 - nincs szükség terepi illesztőpontokra, mint a fotogrammetriánál, (a felmérések kalibrációjához és a pontosság vizsgálatához viszont szükséges a terepi adatfelvételezés).
- A magassági adatok mellett egyéb információk rendelkezésre állása:
 - a szenzor által egy-egy lézerimpulzusnak nemcsak a magassági adatai kerülnek rögzítésre, hanem az intenzitás értékei is, amelyek többletinformációja segítheti a pontfelhő osztályozását,
 - a LiDAR felméréssel egyidejűleg légifelvétel is készíthető a területről egy-egy repülés alkalmával.

Azonban a légi szkennelésnek is megvannak a maga hátrányai (Lovas et al. 2012; Sailer et al. 2014; Barna 2020):

- Bár a napfény és a felhőzet nem, de a légköri viszonyok, mint az eső és a köd, akadályozzák a lézersugár terjedését.
- Magas az eszköz- és üzemeltetési költsége.

- Egy-egy felmérés során óriási mennyiségű adathalmaz keletkezik, melynek nagy a tárolási és számítási kapacitás igénye.
- A felmérés és az adatfeldolgozás is speciális szakértelmet igényel, a technológia még sok szakmabelinek is viszonylag újnak számít.
- A LiDAR látószöge alapvetően kisebb, mint a fotogrammetriai kameráké, így azonos magasságot és sebességet feltételezve, kétszer, háromszor akkora lefedettség érhető el a fotogrammetriával.
- Felvételezéskor az egymást követő felvételek és a sorok között jelentős átfedések vannak, ami költségnövekedéssel jár, viszont, ha nem hagynak átfedést, akkor rések keletkezhetnek a felmérési sávok között, ami problémát jelenthet.
- A fotogrammetria esetében teljes fedettségről beszélhetünk az adatnyeréssel kapcsolatban, míg a LiDAR „csak” diszkrét pontok mérését jelenti. Ez gondot jelenthet, vagy körülményesebbé tehet bizonyos feladatokat, például az éldetektálást.
- A LiDAR-hoz képest a fotogrammetria radiometriai szempontból szélesebb skálán működik, így például multi-, vagy hiperspektrális képeket is készíthetünk, ami egyes tematikus feladatok (pl. osztályba sorolás) megoldását jóval egyszerűbbé teszi.

A légi LiDAR rendszer a következő elemekből áll (4. ábra): a hordozó eszköz (pl. repülőgép, helikopter), a lézerszenzor, és a navigációs rendszer (GNSS és INS – *Global Navigation Satellite System* és *Inertial Navigation System*, tehát a Globális Navigációs Műholdrendszer és az Inerciális Navigációs Rendszer) (Szatmári n.d.).

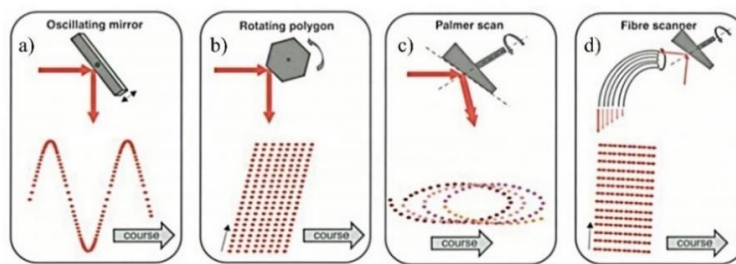


4. ábra: A légi LiDAR rendszer komponensei
(Lovas és Berényi 2011)

Az adatgyűjtés a fény terjedési idejének mérésén alapul (mivel a fény terjedési sebessége ismert); mégpedig a lézerszenzor által kibocsátott és visszavert jel idejét mérve a visszaverődési pont koordinátái meghatározhatók, ha a szenzor helyzetét és pozícióját pontosan ismerjük (Barsi et al. 2003; Szatmári n.d.). A szenzor

pozíciójának meghatározását a GNSS biztosítja; míg a helyzetének pontos rögzítését az INS, mégpedig úgy, hogy gyorsulásmérőkön és giroszkópokon keresztül érzékeli a szögváltozás hármását – az orsózást (*roll*), a bólintás (*pitch*), és az oldalazást (*yaw*) –, majd meghatározza a repülőgép pályáját (NOAA 2012). A légi lézerszkennelésnél szinte kizárólag differenciális GNSS technológiát alkalmaznak, amelyhez viszont elengedhetetlen a földi referencia GNSS állomások használata (Challis 2006).

A lézerszkennér szenzor tartalmazza az impulzuskibocsátó berendezést, a kibocsátáshoz, érzékeléshez, időméréshez szükséges optikát és a pásztázási mechanikát (Baltsavias 1999b; Barna 2020). A jelenlegi topográfiai ALS szenzorok leggyakrabban az 1064 nm-es közeli infravörös hullámhossztartományban működnek (Gallay 2013). A mérési gyakoriságuk 300-15 000 Hz között lehetséges (ez azt jelenti, hogy másodpercenként több ezer pont távolságának mérésére is van lehetőség) (Gallay 2013). A letapogatás megvalósítására változatos szenzorok állnak rendelkezésre (5. ábra), melyek egymástól leginkább a felszín pásztázási gyakorlatában térnek el; nagy részük tükrös sugár (oszcilláló, forgó poligon vagy nutáló tükrös) eltérítést alkalmaz, de vannak fix optikai szálak szenzorok is (Baltsavias 1999a; Wehr és Lohr 1999; Lovas és Berényi 2011). A lézer szenzorok alapvetően meghatározzák: (1) a kibocsátási frekvenciát (tehát az időegység alatt kiküldött lézerimpulzusok számát); (2) a kibocsátott lézersugár frekvenciáját és amplitúdóját; (3) a szkennelési frekvenciát (tehát a lézersugár eltérítési frekvenciáját, amely meghatározza a repülés irányára merőlegesen történő pásztázások másodpercenkénti számát) (Lovas et al. 2012). A lerepülés pontsűrűsége alapvetően a (1) repülési sebességtől, (2) a lézernyaláb kibocsátási frekvenciájától, valamint a (3) szkennelési frekvenciától és a nyílásszögtől (FOV – *Field Of View*, amely 5-75° között lehet) függ (Lovas és Berényi 2011), de a terep geometriája és a visszaverődési sajátosságai is befolyásolják (Lohani n.d.). A felmérés pontsűrűsége igen nagy, akár 20-30 pont/m² is lehet –, viszont nem minden esetben indokolt a maximális sűrűség elérése, hiszen megnehezíti az adattárolást és az adatfeldolgozást (Thorndycraft et al. 2008; Lovas és Berényi 2011).

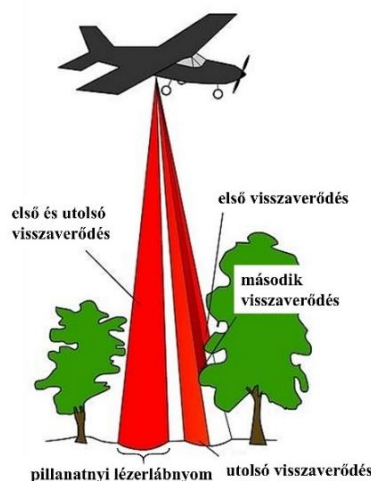


(a) oszcilláló tükrös; b) poligon tükrös; c) nutáló (Palmer) tükrös; d) száloptikás szkennér)

5. ábra: Lézerszkennér szenzor típusok és szkennelési mintájuk
(Kim et al. 2013)

A lézersugár lenyomata (pillanatnyi lézerlábnyom, *footprint*) a felszínre érve egy 25–40 cm félnagy tengelyű ellipszis (Burai 2012). Egy kibocsátott sugárból több visszaverődést kaphatunk (6. ábra), mivel az impulzus terjedése során különböző magasságú objektumokkal lép kölcsönhatásba, így az energiájának egy része a

legközelebbi objektumról verődik vissza, a fennmaradó rész pedig halad tovább a talajfelszín felé (Székely et al. 2007; Gallay 2013; <http://www.envirosense.hu>). A légi lézerszkenneléssel így több rétegű adatgyűjtés végezhető; a tereptárgyak felszíne a legelső visszaverődést (*first echo*), a talajfelszín pedig a legutolsó visszaverődést (*last echo*) adja, illetve köztes értékek is lehetnek (Thiel és Wehr 2004; Lloyd és Atkinson 2006; Evans et al. 2009). Az első visszaverődés a felszínmodellek, az utolsó a domborzatmodellek generálásának alapja (Elmqvist et al. 2001; Shan és Toth 2018). Egy lézersugárnyalábból általában 4 visszaverődés rögzíthető (Székely et al. 2007). A többszörös visszaverődés mellett lehetőség van a teljes jelalakos hullámforma digitalizálására is, melynek jelentősége elsősorban a vegetáció felmérésénél emelkedik ki (Alexander et al. 2015; Wagner et al. 2006).



6. ábra: A lézersugár többszörös visszaverődése
(Burai 2012)

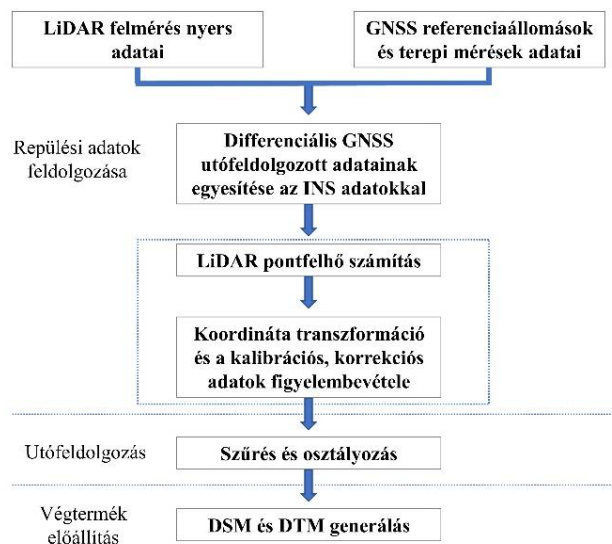
A szkennelés eredményeként több millió adatpontból álló úgynevezett pontfelhőt (*point cloud*) kapunk, amely a talajfelszín és a rajta található objektumok (fák, épületek stb.) magassági értékeit jelenti (Belényesi et al. 2013; <http://www.envirosense.hu>). A felmért pontok eloszlása – az adathiányos területeket leszámítva – homogénnek tekinthető. A felmérés viszont random módon szolgáltat adatot (Burai 2012). A pontfelhő szabályos elrendezésű rácpontokká alakítására többféle módszer – például a legközelebbi szomszéd módszere, lineáris, vagy polinomális eljárás – használható (Barsi et al. 2003).

A pontfelhő tárolására jelenleg a LAS (*LiDAR Archive Standard*) bináris fájlformátum a legelterjedtebb, amely a különféle rendszerek között könnyebben átvihető és kisebb méretet biztosító adatformátum (Alexander et al. 2015; Evans et al. 2009). 2022-ben az 1.4-es verzió használatos (<https://www.usgs.gov>). A LAS fájlok számos pontonkénti attribútumot tartalmaznak – amelyek a további elemzéseket és a megjelenítést lehetővé teszik –, mégpedig (<https://www.asprs.org>; <https://gisgeography.com>):

- X, Y koordináta, általában UTM (*Universal Transverse Mercator*) vetületi rendszerben,

- Z magassági érték,
- a visszatérő impulzus intenzitási értéke,
- egy RGB érték, amely a szkenneléstől egy platformon lévő kamerából származik,
- a visszaverődés száma (*the return number*), valamint az, hogy az adott impulzusból összesen hány visszaverődés volt (*the total number of returns*),
- a szkennelés szöge,
- az átfedő pontok (2 repülési vonal átfedő sávjaiból),
- az osztályozás eredményének kódját, tehát azt, hogy az adott pont talaj pont, vegetációs pont, stb... (általában: a 2 – talaj; 3 – alacsony vegetáció; 4 – közepes vegetáció; 5 – magas vegetáció; 6 – épületek; 7 – zaj). Itt fontos megjegyezni, hogy ezt az attribútumot nem a lerepülés során kapjuk meg, hanem az utólagos feldolgozás kulcsfontosságú eredményeként - a következő fejezetben kitérek majd ennek részleteire.
- egyéb információk, pl. a pontok azonosítói, felhasználói adatok.

A lerepülés adatainak feldolgozása folyamán a következő lépéseket különíthetjük el Lovas et al. (2012) alapján (7. ábra): (1) a légi felmérés GNSS adatait javítják a referenciaállomás adataival, (2) ezután az INS adatokkal egyesítik, (3) majd az időbélyegeket használva a navigációs adatokat egyesítik a lézerszenzor által mért adatsorral. Itt, ebben a lépésben veszik még figyelembe a korrekciós paramétereket (kalibrációs adatok, műszer rögzítési paraméterek, atmoszférikus korrekció), illetve itt történik meg a WGS84 koordináta rendszerből a feldolgozási rendszerbe való átalakítás. Végül a felmérés eredményeit blokkokra osztják a kezelhetőség miatt.



7. ábra: A LiDAR adatok feldolgozásának lépései
Saját szerkesztés (Lovas et al. 2012) alapján

A lézeres felmérés pontosságának elemzésénél alapvetően három fő összetevőre kell figyelni: (1) a szenzor távmérési pontossága, (2) a navigációs (GNSS/INS) rendszer helymeghatározási pontossága, valamint (3) a szenzor és a navigációs rendszer kalibrációja (Thiel és Wehr 2004; <http://www.lidar-uk.com>). A felmért pontok helymeghatározási pontossága szempontjából kulcsfontosságú szerepe a GNSS/INS pontosságának van, mivel a lézeres a távmérőnek nem igazán van jelentősége az ilyen jellegű hibák kialakulásában (Hodgson és Bresnahan 2004; Burai 2012).

Az alfejezet végén fontos még kitérni a LiDAR adatok kapcsán felmerülő bizonyos korlátozó tényezőkre, illetve problémaforrásokra is. Ahogy azt korábban említettem, a lézernyaláb lenyomata általában 25-40 cm átmérő között van (Burai 2012), ebből következően a horizontális pontosság ennél nem lehet nagyobb. Továbbá a lézersugarak a sűrű növényzet miatt nem mindig érik el a talajfelszínt, ilyenkor az utolsó visszaverődés nem a talajról, hanem a vegetációról érkezik vissza (Riaño et al. 2007; Samberg 1997). Van olyan eset is, amikor a felszín vízborítása miatt nincs visszaverődés, mivel a vízfelület vagy elnyeli, vagy tükörként viselkedve más irányba veri vissza a lézersugarat (Wehr és Lohr 1999). Problémát okozhat, ha nem megfelelően van beállítva az repülési sávok átfedése, mert ilyenkor adathiányos területek, szkennelési „lyukak” keletkezhetnek (Lovas 2010). Ezen túl keletkezhetnek a mérés során kiugró értékek (*outliers*): például egy repülő madárról visszatérő jel magasabb pontokat; egy oldalirányú visszaverődés pedig – mivel hosszabb utat tesz meg a jel – alacsonyabb pontokat eredményez (Reutebuch et al. 2005; Matkan et al. 2014). Összegezve, egy komplex környezetben a pontfelhőnek mindig lesz egy bizonyos szintű pontatlansága, ami befolyásolja a létrehozott terep- és felszínmodell pontosságát (Dewitt et al. 2015; Podhoranyi és Fedorcak 2015; Szabó et al. 2020b). Léteznek azonban olyan utófeldolgozási folyamatok – a következő alfejezetben lesz róluk szó –, amelyekkel csökkenteni lehet az említett hibákat (French 2003).

2.3.3. LiDAR pontfelhőtől a terepmodellig

A digitális terep- és felszínmodell a LiDAR lerepülések legfontosabb végterméke, de mielőtt a georeferált (vetületbe illesztett) pontfelhőből létrehoznánk őket, még két fontos utófeldolgozási lépést kell megtenni. Az egyik a pontfelhő zajszűrése, a másik a talajpontok osztályozása (7. ábra).

Az előző részben már említésre került, hogy a pontfelhő tartalmazhat olyan pontokat, amelyek nem a valós felszín részei, hanem például repülő objektumokról visszatérő jelek vagy mérési hibák miatti kiugró pozitív, illetve negatív értékek stb. Szükséges tehát az ilyen hibás visszaverődéseket, vagy másnéven zajokat – amelyek nem a valós felszín részei – kiszűrni mielőtt további lépéseket tennénk. Különösen fontos a negatív kiugró adatpontok eltávolítása még a talajpontok osztályozása előtt, mivel a legtöbb algoritmus abból indul ki, hogy a legalacsonyabb pontok a talaj részét képezik, és hozzájuk viszonyítva határozza meg a többi talajpontot is, ami viszont nyilvánvalóan téves terepmodellt eredményez (Sithole és Vosselman 2004). Természetesen egy komplex környezetben mindig nehézséget okoz, hogy helyesen szűrjük ki a kiugró értékeket, és ne távolítsunk el olyan pontokat, amelyek

valóságosan talajpontok, mivel az szintén ronthatja a végső modell pontosságát (Jones et al. 2007). Többféle megoldás is kínálkozik a kiugró értékek szűrésére (Carrilho et al. 2018). A legegyszerűbbek közülük olyan külső információkon alapulnak, mint az adott terület átlagmagaságának értéke, vagy az első és az utolsó visszatérés magassága közötti legnagyobb különbség (Matkan et al. 2014). Néhány módszer a magasságok hisztogramjának segítségével próbálja meg azonosítani a kiugró értékeket (Li et al. 2011; Shen et al. 2011; Carrilho et al. 2018). A kifejezetten LiDAR adatok feldolgozásához fejlesztett *LAStools*-ban a *lasnoise* eszközzel a térbeli gyakoriság (*Spatial Frequency – SF*) alapján végezhető a pontfelhő zajsűrése. Mongus és Žalik (2012) munkájukban morfológiai alapon közelítik meg a kiugró értékek szűrését, módszerükhöz azonban először raszter formátummá kell alakítani a pontfelhőt, ami viszont további hibaforrást jelenthet. Leslar et al. (2010) matematikai modellel dolgoznak; módszerük lényege, hogy egy adott pont távolságát a szomszédjaitól becsült kétváltozós másodfokú polinomillesztéssel számolják. Vannak statisztikai kiugróértéket (*Statistical Outlier Removal – SOR*) figyelembe vevő megközelítések is (Rusu et al. 2007; Carrilho et al. 2018), melyek átlagot és szórást használnak a kiugró pontok eltávolítására.

A zajsűrést követően ahhoz, hogy a talaj pontjaiból DTM-et állíthassunk elő, először is a pontfelhő pontjainak szétválasztása szükséges, mivel az még mind a talajról, mind a növényzetről, egyéb tereptárgyokról visszaverődő pontokat besorolás nélkül tartalmazza (Gallay 2013). A talajpontok leválogatása az adatelőkészítés kulcsfontosságú lépése (Chen et al. 2017), melyre a gyakorlatban számos algoritmust használnak. Az osztályozási módszerek közös jellemzője, hogy a pontokat azok közvetlen szomszédjaival hasonlítják össze, és ha egy pont esetében a paraméter értéke meghaladja a beállított határértéket, akkor azt nem talajpontként osztályozza az adott algoritmus (Gallay 2013). A leválogatásra használt legfontosabb paraméterek: a magasságkülönbség (Axelsson 2000), a lejtő szöge (Vosselman 2000), a felszín görbülete (Evans és Hudak 2007), valamint a pontok eltérő intenzitási értéke (Bao et al. 2008). Emellett vannak speciális célokra, például erdészeti alkalmazásra, a sűrű erdővel borított területek osztályozására fejlesztett algoritmusok pl.: az iterációs többskálás spline (*Iterative Multiscale Spline*) (Evans et al. 2009). Valamint a tovább finomított, kombinált módszerek használata is egyre elterjedtebb, csak néhányat említve: progresszív morfológia (*Progressive Morphology*) (Zhang et al. 2003); szegmentáción alapuló robosztus interpoláció (Tóvári és Pfeifer 2005); valamint egy kombinált eljárás a többszintű adaptív szűrés (*MAF – Multilevel Adaptive Filter*), a morfológiai rekonstrukció (*Morphological Reconstruction*) és a vékonylemez spline (*TPS – Thin Plate Spline*) interpolációs algoritmus (Meng et al. 2019). Ezek mellett napjainkban egyre több szűrés folyamatot segítő, egyszerű és felhasználóbarát algoritmus érhető el a szabadon használható szoftverekben is. Zhang et al. (2016) által fejlesztett új módszer a *Cloth Simulation Filter* (*CSF – szövet szimulációs szűrő*), amely több ingyenes szoftverben (pl. *Python, CloudCompare*) megtalálható, változatos terepviszonyoknál is alkalmazható és könnyen beállítható paraméterekkel rendelkező eljárás.

A pontfelhő osztályozása után a leválogatott talajpontok alkalmassá válnak a terepmodellek létrehozására. A gyakorlatban erre a célra is különféle módszerek állnak rendelkezésre. Mivel a 2.3.1. fejezetben az interpolációs eljárások már bemutatásra kerültek, ezért részletezésükre nem térek ki. Amit viszont fontos megemlíteni, hogy a LiDAR felmérés nagy pontsűrűsége miatt a determinisztikus interpolációs módszerek hatékonyabbak a DTM-ek létrehozására (Guo et al., 2010).

2.3.4. Műveletek digitális terepmodellekkel, és a felszíni formakincs elkülönítésének lehetőségei

A digitális domborzatmodellek felhasználásával sokoldalú térbeli elemzésekre nyílik lehetőség. Az alábbiakban csak azon eljárásokat foglalom össze, amelyek kapcsolódnak a disszertációhoz. Ebben a részben kitérek még a felszín formáinak lehatárolására alkalmazott eljárások – mint a vizuális interpretáció, képosztályozás – bemutatására is.

2.3.4.1. Keresztszelvényezés

A keresztszelvények készítése korábban hosszadalmas, kézzel készített diagramokat jelentett, a domborzatmodellek használatával azonban egyszerűen megoldható feladattá vált (Schäppi et al. 2010; Strick et al. 2018; Balogh 2020). Szinte minden térinformatikai szoftverben – ArcGIS, QGIS; GlobalMapper stb. – adott a lehetőség, hogy keresztszelvényeket készítsünk. A digitális felületen a szelvény vonalának megadása után a szoftver kiszámolja a szelvény egyes pontjaiban a magasságot, így segítségükkel gyorsan és hatékonyan juthatunk információkhoz a felszín sajátosságairól (Varga et al. 2013). A keresztszelvény adatai között a mintavételi pontok x , y és z koordinátája, valamint a szelvény menti távolság (d) szerepel (Telbisz et al. 2013). Ez utóbbi azért fontos, mert a keresztszelvény készítésénél alapvetően a z értéket ábrázoljuk a d függvényében (Telbisz et al. 2013). A szelvénykészítésnél lehetőség van magassági torzítások alkalmazására is, amely nagy segítség lehet a közel sík területek, pl. árterek kis magasságbeli különbségeinek ábrázolásánál. Arra is van lehetőség, hogy nemcsak egy vonal mentén, hanem sávban is vizsgálhassuk a terep magassági viszonyait, amely így a LiDAR pontfelhő kapcsán is jó elemzési lehetőséget kínál.

2.3.4.2. Általános raszterműveletek

A grid alapú terepmodellekkel számos egyszerű matematikai művelet – például összeadás, kivonás, szorzás, osztás vagy logikai műveletek – elvégzésére van lehetőség (Bacsa et al. 2014; Szabó 2013). A műveletek az egyes cellákra külön-külön, egymástól függetlenül hajtódnak végre, így több raszteres fedvény együttes használatakor fontos arra figyelni, hogy azok rács-geometriája megegyezzen (Telbisz et al. 2013). Néhány példa a raszter algebrára: adott értékű cellák leválogatása, cellák új osztályba való sorolása (*reclassify*), pixelértékek megváltoztatása. E műveletekkel lehetőség nyílik különbség- és összegtérkép készítésére, új kategória térkép generálására, de különböző indextérképek (pl.:

NDVI – *Normalized Difference Vegetation Index*, normalizált vegetációs index;
NDWI – *Normalized Difference Water Index*, normalizált vízindex) számítására is.

2.3.4.3. Domborzati paraméterek számítása

A számítógépes domborzatelemzési módszerek terjedésével, számos kvantitatív leíró mérőszám, úgynevezett domborzati paraméter vagy morfológiai változó (*terrain attribute* vagy *morphometric variable*) számítására nyílik lehetőség, amelyek segítségével a felszín sajátosságairól információk nyerhetők (Hengl és Reuter 2009; Pike et al. 2009; Otto et al. 2018). Ez a fajta digitális megközelítés új lehetőségeket kínál a földfelszín formakincsének geomorfológiai jellemzőinek feltárásában, a különböző hidrológiai és geomorfológiai egységek azonosításában és osztályozásában, valamint a természeti folyamatok jobb megismerésében (Dikau 1989; Pike 2000; Györgyövcics és Kiss 2016; Enyedi et al. 2018). Elsődleges morfológiai változók közé tartoznak például: a lejtőszög (*slope*), a lejtőkiettség (*aspect*), és a különböző görbületek (*curvature*) (Wilson és Gallant 2000; Gruber és Peckham 2009). A lejtőszög határozza meg a víz lefolyásának irányát és sebességét, tükrözi a domborzatot alakító külső és belső erők hatását, míg a kiettség elsősorban a mikroklímát befolyásolja (Telbisz et al. 2013). A görbület, a lejtőszög változása, azaz a felszín melyik részén nő a lejtőszög, melyik részén csökken (Telbisz et al. 2013). Több típusa is létezik: pl. vízszintes (*plan curvature*), lejtőirányú (*profile curvature*), érintőirányú görbület (*tangential curvature*) (Wilson és Gallant 2000; Zevenbergen és Thorne 1987; Blaga 2012). Vannak úgynevezett másodlagos morfológiai változók, mint például a topográfiai nedvesség index (TWI – *Topographic Wetness Index*) vagy a terepérdességi index (TRI – *Terrain Ruggedness Index*), amelyek két vagy több elsődleges tulajdonságból származnak, és lehetőséget kínálnak a természeti folyamatok „következményeinek” ábrázolására (Wilson és Gallant 2000). A nedvesség index például jellemzi egy adott terület vízgyűjtésre való hajlamát, míg az érdesség index a magassági változások összegének figyelembevételével a terep érdességi viszonyairól ad leírást (Sappington et al. 2007; Otto et al. 2018).

Mind az elsődleges, mind a másodlagos morfológiai változók értékes eszközei a geomorfológiai elemzéseknek; segítségükkel sok esetben hangsúlyosabbá válnak a kisebb felszínformák is, mint maga az eredeti domborzati térkép használatával.

2.3.4.4. Vizuális interpretáció

Ahhoz, hogy a távérzékelte adatokból térképeket készítsünk mindmáig gyakran alkalmazott eljárás a vizuális interpretáció és a vektorizálás; azaz a szakértői szemmel történő objektum azonosítás és a „kézi rajzolás” (Hiller és Smith 2008; Domlija et al. 2017). E módszernél fontos, hogy a felvételek nagy geometriai felbontással, jó kontraszttal és dinamikával rendelkezzenek, hogy a felszín formák minél pontosabban azonosíthatóak legyenek a kiértékelést végző személy számára (Burai 2012). A vizuális interpretációt segíti például a hamisszínes kompozitok használata, a domborzat árnyékolása, a különböző morfológiai rétegek használata (Clark 1997; Smith és Clark 2005; Burai 2012). Ennél a módszernél a felvételek kiértékelésének eredményessége sokszor szubjektív – az interpretátor gyakorlati

tapasztalatától és szakmai tudásától nagymértékben függenek –, mindemellett a munkafolyamat időigényes és nem reprodukálható (Verstappen 2011).

2.3.4.5. Automatikus felszínforma detektálás

A terepmodell és a belőle származtatott morfológiai rétegek cellaértékei alapján lehetőség van numerikus úton matematikai-statisztikai elemzésekkel is a különböző felszíni formák lehatárolására a cellaértékek csoportosításával (Czimer 2001). Az ilyen jellegű besorolást *pixel alapú osztályozásnak* (*pixel-based classification*) hívják (Moosavi et al. 2014). Ha előzetesen rendelkezünk az adott osztályokra – tehát az eltérő felszínformákra – jellemző háttérinformációval, amely alapján a diszkrét kategóriákba sorolás elvégezhető, akkor tanítóterületen (pixeles) osztályozásról (*supervised classification*) beszélhetünk (Belényesi et al. 2013; Kristóf 2005). Ilyenkor formánként úgynevezett tanítóterületek jelölünk ki, majd ezek segítségével betanítjuk, hogy az adott pixel melyik formára a legjellemzőbb (Zhu és Pierskalla 2016; Phinzi et al. 2020). Természetesen egy adott pixel értékének a kialakításában a szomszédos pixeleknek is nagy szerepük van, és nagyon ritkák a teljesen tiszta pixel értékek, így mindig lesznek átfedő pixelértékek a formák között, amelyek bizonytalanná teszik az osztálybesorolást (Burai 2012; Richard 2013). Az osztályozás pontosságának értékeléséhez vizuális interpretációval és/vagy terepi méréssel ellenőrzőterületek kijelölésére van szükség; a pontosságvizsgálat leggyakrabban alkalmazott eszköze pedig a hibamátrix (Czimer 2001).

Az utóbbi időben a felszíni formák digitális úton való kinyerésében elterjedtek az *objektum alapú adatelemzési módszerek* (OBIA – *Object-Based Image Analysis*) (Drăguț és Blaschke 2006; Blanchard et al. 2011; D’Oleire-Oltmanns et al. 2012; Belgiu és Csillik 2018). Ezen eljárásoknál már a térbeli viszonyok, mint például az alakzat, szomszédság, kontextus is fontos szerepet játszanak a formák adott osztályba sorolásában (Burai 2012; Costa et al. 2017; Hossain és Chen 2019). Előnye, például, hogy a nagy részletgazdagságú távérzékelte felvételek esetében is hatékonyan használható, valamint a vektoros alapú adatstruktúrába könnyebben integrálhatók a kiértékelt adatok, mint a pixel alapú esetében (Hay és Castilla 2008; Kollár 2014; Ma et al. 2017; Prince et al. 2020).

A számítógépes osztályozás előnye, hogy objektív és megismételhető, emellett gyors és olcsó, valamint nagyobb tematikus részletességgel és pontossággal végezhető eljárás, valamint alkalmas több adatforrásból származó adat együttes használatára (Bácsatyai és Márkus 2001; Czimer 2001; Davies és Turk 2021).

2.4. Az ártér távérzékelésen alapuló térképezése

Az adatgyűjtési technológiák fejlődése új távlatokat nyitott a térképezés területén is. A dolgozat ezen részében számba veszem a távérzékelési módszerek használatában rejlő lehetőségeket az árterek geomorfológiai célú térképezésére. Kitérek a szakirodalmi források áttekintésével azokra a gyakorlati vonatkozásokra, amelyek a lézer alapú távérzékelés adatforrását használták fel az árterek vizsgálatára, formakincsük azonosítására. Az utolsó részben pedig néhány olyan eljárást mutatok be, amelyek szintén támogatják az ártéri felszín térbeli (és időbeli) sajátosságainak elemzését és térképezését.

2.4.1. A távérzékelés jelentősége az árterek geomorfológiai térképezésében

Az ártereken végzett terepi felmérések, a felszínükről készült hagyományos geomorfológiai és a topográfiai térképek nem rendelkeznek kellő részletességű adattal ahhoz, hogy a mikrodomborzati jellemzőikről megfelelő minőségben nyerjünk információkat (Balogh et al. 2016). Az ártér egyes részei sokszor áthatolhatatlan területek – a sűrű növényzet, illetve az állandó vagy időszakos vízborítás miatt –, ahol a terepi mérések korlátozottak (Heritage et al. 2016). A topográfiai térképek csak a nagyobb méretű felszínformákat ábrázolják, – például az elhagyott medreket, folyóhátat, nagyobb méretű sarlólaposokat, övzátonyokat – de nem tartalmazzák azoknak a formáknak a többségét, amelyek szintén fontos meghatározói az ártéri élőhelyek sokszínűségének (Clark 1997). Egy jó felbontású légifelvétel vagy domborzatmodell szabad szemmel történő megfigyelése részletességében gyakran túlmutat a klasszikus kézzel rajzolt geomorfológiai térképeken (Seijmonsbergen et al. 2011). Emellett a hagyományos geomorfológiai térképezés szubjektív, nem megismételhető és időigényes eljárás (Verstappen 2011). Mindezek következtében a hagyományos módszereket lassan felváltják azok az eljárások, amelyek távérzékelésen alapulnak. A távérzékelés előnye, hogy gyors, naprakész, homogén és nem igényli a fizikai jelenlétet a területen, és biztosítja a számítógépes feldolgozás lehetőségét (Clark 1997; Czimber 2001). Hátrányai elsősorban az adatok kiértékelésének nehézségeiben nyilvánulnak meg; a tematikus tartalmuk pontosságát és megbízhatóságát rendkívül sok tényező befolyásolja, és az adatok kiértékelése speciális szakértelmet igényel (Czimber 2001; Belényesi et al. 2008).

A digitális geomorfológiai térképezés egyik gyakorta alkalmazott bemeneti adata a digitális domborzatmodell (Jones et al. 2007; Bollmann et al. 2011; Hiller és Smith 2008; Dragut et al. 2013; Otto et al. 2018). Napjainkban már több térinformatikai szoftver nyújt lehetőséget a közvetlen geomorfológiai térképek levezetésére, pl. topográfiai helyzet index (*Topographic Position Index* – TPI) (Jenness, 2006; Telbisz, 2009) is. (Korábban, a 2.3.4.3. fejezetben további lehetőségek is említésre kerültek.)

2.4.2. LiDAR az árterek vizsgálatában és térképezésében

A lézeres felmérési technológia megjelenése az 1960-as évekre tehető, jelentős fejlődésnek viszont csak az 1990-es években indult, amikor már a műholdas helymeghatározás és az inerciális berendezések fejlődése ki tudták szolgálni a technológia pontossági igényeit (Shan és Toth 2018). Napjainkban a LiDAR elengedhetetlen eszközévé vált a folyóvízi geomorfológiai kutatásoknak is, és nagy hatással van a tudományterület előrehaladására (Marks és Bates 2000; Wohl 2014). Elterjedése széleskörű térbeli skálán nyitott új lehetőségeket mind a múltbeli, mind a jelenlegi folyamatok és felszínformák nagy pontosságú vizsgálatában (Heritage és Hetherington 2007; Hohenthal et al. 2011; van der Meulen et al. 2020). Kezdetben csak a légi topográfiai lézerszkennelésből, majd a földi (TLS) és a mélységmérő vagy batimetrikus – amelyek a víz okozta abszorpció miatt a látható spektrum kék és zöld sávjában működnek – LiDAR rendszerekből származó adatok is egyre jobban

elterjedtek a fluviális kutatásokban (Horritt et al. 2006; Milan et al. 2007; McKean et al. 2008; Mandlbürger et al. 2015). A továbbiakban csak a légi szkenneléssel kapcsolatos munkákat tekintem át.

A fluviális geomorfológia területén a 2000-es évek elején születtek meg az első LiDAR adatokat felhasználó tanulmányok, amelyek legnagyobb részt a hidrológiai modellezésre irányultak (Marks és Bates 2000; Cobby et al. 2001; French 2003; Casas et al. 2006). Emellett találunk példákat a régészeti geomorfológiai kutatásokra (pl. egykori folyóteraszok feltárása) (Carey et al., 2006; Challis, 2006), az árvízi kockázatértékelésre (Alho et al. 2009; Ramos et al. 2009), illetve medermorfológiai (Lohani és Mason 2001; Nelson et al. 2006; Cavalli et al. 2008) és ártérérdességi (Straatsma és Baptist 2008) vizsgálatokra is. LiDAR adatokat az árterek térképezésére először Charlton et al. (2003) használtak, egy kavicsos medrű folyóvízi környezetet térképeztek fel. Jones et al. (2007) munkájukban a LiDAR DTM-et geomorfológiai térképezésre alkalmazták, ártéri formákat (elhagyott meder, terasz, hordalékkúp) azonosítottak mikro- és mezoskálán. Notebaert et al. (2009) tanulmányuk szintén az ártér LiDAR alapú geomorfológiai térképezésben rejlő lehetőségére irányult; többek között elhagyott medreket, folyóhátakat, teraszokat, hordalékkúpokat azonosítottak vizuális interpretációt használva. Munkájukban hangsúlyt helyeztek a pontosság és a megfelelő felbontás vizsgálatára is.

Az elmúlt két évtized alatt folyamatosan növekedett a lézerszkennelésből származó adatok száma. Néhány ország esetében, mint például Norvégia, Svédország, Dánia, Finnország, Svájc, Spanyolország és Lengyelország az egész ország területét lefedő LiDAR felméréseket végeztek, míg más országoknál csak regionális szinten, bizonyos területeket mértek fel, kutatási, monitorozási vagy egyéb célokból (Stereńczak et al. 2020). Ezen adatok egy része nem hozzáférhető, viszont vannak szabadon elérhető, vagy engedéllyel, kutatási és oktatási célra használható adatok is (Stereńczak et al. 2020). A bővülő adatmennyiség serkentette a fluviális geomorfológia területén folyó kutatások számát is, a 2010-es évektől egyre több munka jelent meg, amelyben LiDAR-t használtak vizsgálataik során (Moretto et al. 2014; Crasto et al. 2015; Johnson et al. 2015; Bywater-Reyes et al. 2017; Sánchez-Donoso et al. 2020).

Deshpande (2013) munkájában az árterek automatikus lehatárolásának egy lehetséges megoldását mutatta be. Wierzbicki et al. (2013) egy árvízi esemény általi eróziós és akkumulációs tevékenységet vizsgálta, valamint a felszínformák árvíz alatti változását. Scown et al. (2015a,b; 2016) különböző indexek használatával az ártéri felszínnek térbeli összetettségét vizsgálták LiDAR alapú DTM-eken. Kutatásukban eltérő méretaránytartományban elemezték a térbeli mintázat és a környezeti tényezők kapcsolatát. Ninfo et al. (2015) nagy részletességű geomorfológiai térképet készítettek el, vizuális interpretációval elhagyott meder, övzátóny és sarlólapos sor, folyóhát, fok, ártéri homokfolt formaelemeket azonosítottak egy olaszországi mintaterületen. Hazánkban Kiss és munkatársai a Maros mentén végeztek vizsgálatokat, mely során folyóhátakat, fokokat és övzátonyokat határoltak le, és morfológiai jellemzőiket elemezték, valamint az emberi tevékenység felszínformákra gyakorolt hatását (Balogh et al. 2016; Kiss et al. 2018; Balogh et al. 2020). Az árterekkel kapcsolatban egyre több olyan tanulmány

is született, amelyek automatikus formakinyerési módszereket használtak a folyóvízi formakincs azonosítására. Közülük a legtöbb munka központjában a jelenkori és egykori folyómedrek detektálása állt, illetve a morfológiai változásaiknak nyomon követése (Pirotti és Tarolli 2010; Ninfo et al. 2011; Vetter et al. 2011; Cho et al. 2011; Dowling et al. 2015; Bizzi et al. 2019; Lo Re et al. 2018). Emellett gyakoriak voltak a folyóteraszok (Stout és Belmont 2014; del Val et al. 2015; Wei et al. 2015; Trenc et al. 2019) és folyóhátak (Klasz et al. 2014; Palaseanu-Lovejoy et al. 2014; Kiss et al. 2018) feltérképezésére irányuló kutatások.

Összességében elmondható, hogy bár a LiDAR adatok alkalmazása széleskörűen elterjedt a fluviális tanulmányokban – különösképpen a morfológiai vonatkozásban – viszont alig született olyan munka, amely az ártér teljes formakincsének nagy részletességű felmérésére irányult. Az ilyen közel síkvidéki környezetben még mindig nagy kihívást jelent a geomorfológiai viszonyokat megfelelő részletességgel leíró, nagy felbontású formakincstérkép elkészítése.

2.4.3. Egyéb kvantitatív térképezési lehetőségek

A felszín eltérő reflexiós tulajdonságai lehetőséget nyújtanak kvantitatív vizsgálatokon – például a növényzet klorofilltartalma – alapuló térképezésre. A műholdak (pl. Sentinel, Landsat) észlelési adatainak felhasználásával pontosabb képet kaphatunk például a felszínborításról, a talajnedvességről, az erdők, a felszíni vizek változásairól, így lehetőséget nyújtanak az ártereken lévő vízborítás mértékének és változásának megfigyelésére, a növényborítottság jellemzőinek térképezésére is (Frey et al. 2017; Zboray n.d.). Az élőhelyek és a vegetáció térképezésben nagyon hatékony eszközök a légi multi- és hiperspektrális módszerek is (Adam et al. 2010). Az alacsonyabb repülési magasságnak és az érzékeny szenzoroknak köszönhetően nagy terepi és radiometriai felbontású felvételek készíthetők, így részletesebb információt szolgáltatnak a természeti környezetről (Thenkabail 2011; Harris et al. 2015; Burai et al. 2016). Hiperspektrális felvételek a több száz spektrális csatornájuknak köszönhetően jól alkalmazhatók akár a domináns vagy szubdomináns faj alapú részletes vegetációtérképezésre is (Mirik et al. 2013; Burai et al. 2015; Burai et al. 2016; Burai et al. 2019).

A gyakorlatban egyre több olyan index terjedt el, amelyet a távérzékelte felvételek csatornáinak kombinációit használva alkalmas a felszíni tulajdonságok térbeli változékonyságának térképezésére (Burai 2012; Csatáriné Szabó et al. 2020). Az NDVI index felhasználható például az egyes növényfajok eloszlásának, a vegetáció mintázatának és a növények fiziológiai állapotának vizsgálatára (Pettorelli 2013). Az NDWI pedig alkalmas index lehet a felszínborítás, a felszíni vizek változásának monitorozására (Herndon et al. 2020). Mivel az ártér geomorfológiai jellemzői nagymértékben megszabják a növényborítottságot, illetve a vizes, belvizes foltok meglétét, így a bemutatott indexek használatával további információk kaphatók az ártér hidromorfológiai sajátosságairól, így támogatva az ártér alapszerkezetének mélyebb megismerését.

3. Anyag és módszer

A doktori kutatásom alapvető célja, hogy feltárjam a LiDAR adatok felhasználhatóságát az ártéri formakincs térképezésében. A kutatómunka alapvetően geoinformatikai megközelítésű vizsgálatokra épült, ugyanakkor talajtani elemzéseket is végeztem, amelyekkel feltártam, hogy a sarlólapos és övzátony formatípusok milyen eltéréseket idéznek elő a talajtulajdonságokban és a nehézfémek felhalmozódási mintázatában. A vizsgálatok helyi szintűek, tehát az eredmények, megállapítások elsősorban az érintett ártérre, adott körülmények között általános érvényűek, azonban a kutatásban alkalmazott módszerek és a felépített munkamenet más árterekre is kiterjeszthetők, és segítséget nyújthatnak az ártéri formakincs ilyen megközelítésű vizsgálatában.

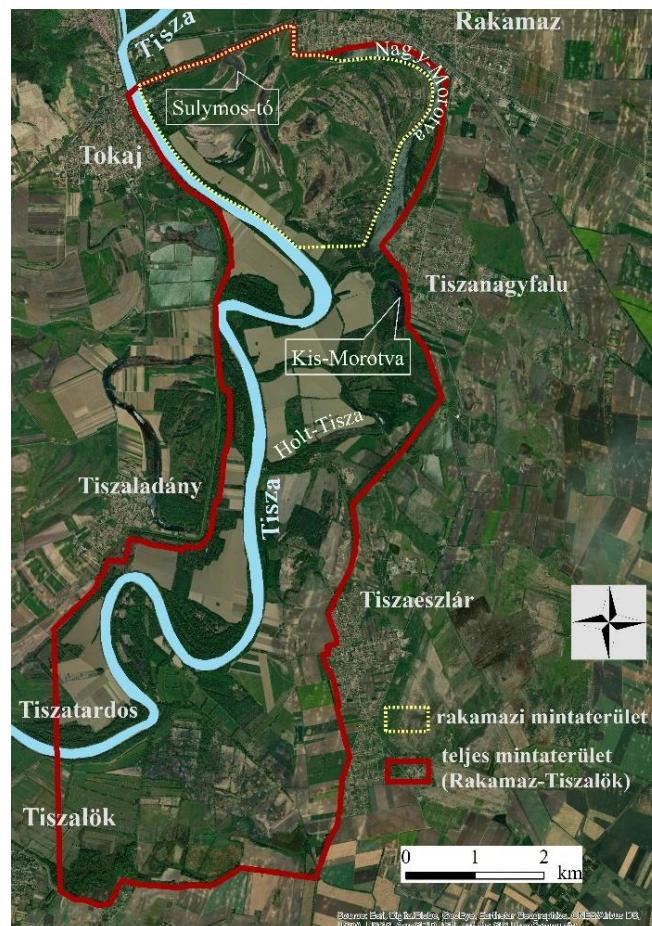
A dolgozatom anyag és módszer fejezetét két fő részre osztottam, az első a kutatás alapjául szolgáló anyagokat, adatbázisokat tartalmazza, illetve a mintaterület bemutatását, a második a kutatás módszertanát. Az első részben csak azokat az adatokat jellemzem, amelyeket rendelkezésemre bocsátottak (ezek elsősorban a vízügy által szolgáltatott távérzékelt és vízállás adatok). A vizsgálataim során gyűjtött adatok – például a terepi referenciapontok és a fémakkumulációs vizsgálatok talajmintavételi adatai – a módszertani részben kerültek bemutatásra. A dolgozat jobb áttekinthetősége érdekében törekedtem a módszertan és az eredmények fejezetek azonos logikai tagolására. Ebben a fejezetben fontosnak tartottam kitérni az egyes vizsgálati és feldolgozási lépések szükségességének indoklására, valamint annak bemutatására, hogy milyen választási megfontolások vezettek ezekben a lépésekben.

3.1. A mintaterület és a rendelkezésre álló adatok jellemzői

Az elmúlt évtizedekben a hazánkat támogató fejlesztési források egy része a természeti katasztrófák megelőzésére és kezelésére érkezett. Ilyen fejlesztés volt a Svájci-Magyar Együttműködési Program keretében megvalósuló SH/2/6 projekt is, amely tiszai szakaszok árvízvédelmi terveinek alapjául szolgáló dokumentumok korszerűsítését célozta. Ez a gyakorlatban azt jelentette, hogy a papíralapú védelmi terveket, digitális alapú információkra cserélték a legkorszerűbb távérzékeltési és térinformatikai technológiák felhasználásával. Bár a Tisza mentén szép számmal fordulnak elő ártéri formákban gazdag, jelentős természeti értékű területek pl.: Bodrogzug, Bereg (Szabó et al. 2004; Szabó et al. 2011; Szabó et al. 2013), a doktori munka mintaterületének kiválasztásánál a legmeghatározóbb szempont az volt, hogy a mintaterület az SH/2/6 projekt megvalósítási területére essen, és ezáltal naprakész digitális információk álljanak rendelkezésre a területről. A fenti szempont figyelembevételével – amely jelentősen leszűkítette a lehetőségeket – esett a választás egy közép-tiszai ártérre. A területről a Tiszántúli Vízügyi Igazgatóság (TIVIZIG) rendelkezésemre bocsátotta a projekt keretében elkészült digitális állományt. Az alábbiakban részletesen ismertetem a mintaterületnek választott tiszai ártér sajátosságait, kitérek a projekt legfontosabb jellemzőire, valamint bemutatom a vizsgálatok során felhasznált adatokat.

3.1.1. A mintaterület elhelyezkedése, bemutatása

A kiválasztott terület a Közép-Tisza-Vidék és Hajdúság határán fekszik, a Tokaji-kapu alatt található tiszai ártéren, Rakamaz-Tokaj-Tiszanagyfalu-Tiszaeszlár-Tiszaladány-Tiszatardos-Tiszalök települések közigazgatási határán belül (8. ábra). A mintaterület a Közép-Tisza vízügyi tervezési egységhez, a Hortobágy-Berettyó alegységhez tartozik és a Taktaközi és Tiszanagyfalu-Tiszalöki ártéri öblözet része. Határa északon a Nagy-morotva és a vasúti töltés ártér felőli oldalán futó belvízelvezető csatorna, a másik három irányban a védművek vonalát követi. A terület legnagyobb része Taktaköz kistájhoz, annak a legkeletibb részéhez, illetve egy kisebb része a Hajdúháthoz tartozik (Csorba 2021; Dövényi 2010). Az egykori hordalékkúpsíkság, mely jelenleg orográfiailag az ártéri síkságok domborzattípusba tartozik, 92,7-104,3 m tszf-i magasságú. A táj talaja a hordalékanyagon és az arra települt löszön kialakult öntéstalaj (Dövényi 2010).



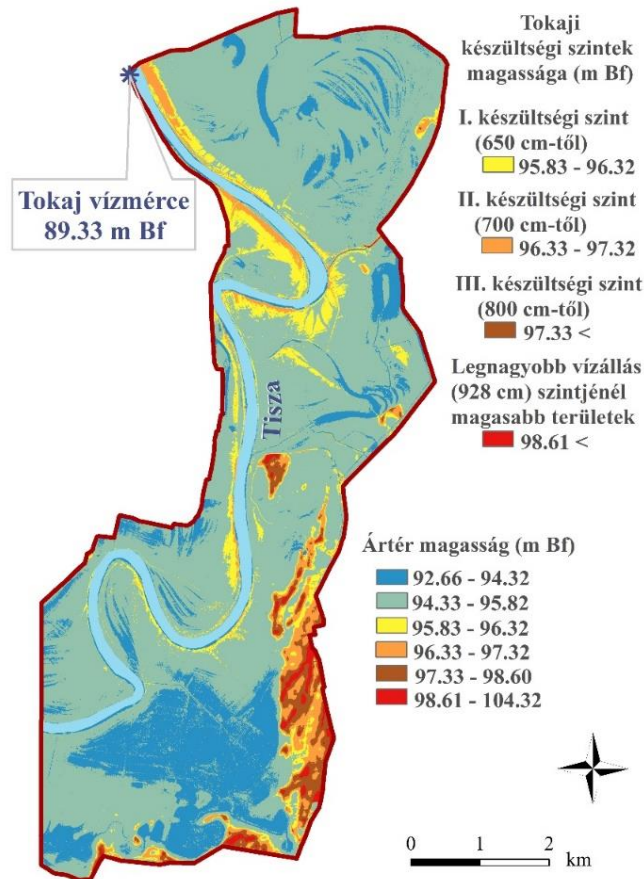
8. ábra: A vizsgált ártér elhelyezkedése

(Alaptérkép: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, valamint a GIS User Community, http://goto.arcgisonline.com/maps/World_Imagery)

A Tisza a mintaterület nyugati szélén fut, Tiszaladány és Tiszanagyfalu területén elfajult meanderekkel kanyarog. Szélessége a Tiszalök és Tokaj (518,20-543,75 fkm) közötti mederszakaszon 150-170 méter között alakul. A bal parti aktív ártér területe jóval nagyobb, egyes esetekben (pl. Rakamaz közigazgatási területén) a 4 km-t is meghaladja, míg a jobb parti lényegében csak a túlfejtett kanyarulatok közötti területre koncentrálódik. A bal parti széles ártéren mindmáig fellelhetők mederमारadványok, ártéri lapályok, sarlólapos és övzátony sorozatok, továbbá folyóhátak és fokok is. A jobb parton az elfajult kanyarulatok vándorlását lehet nyomon követni a visszamaradt sarlólapos és övzátonysor nyomán. A mintaterületen található holtmedrek, mint például a Nagy-Morotva, Sulymos-tó, Kis-Morotva, természetes úton lefűződő morotvák, de akad a folyószabályozások során levágott kanyarulat is, ilyen a Holt-Tisza Tokaj, Tiszanagyfalu és Tiszaeszlár határvonalán. E mederमारadványokat és a mintaterület más mélyebb formáit is gazdag csatornahálózat köti össze egymással, illetve az élő vízzel.

Egy-egy áradás alkalmával az ártér felszíne jelenleg is formálódik akár újabb formák épülésével, vagy a már meglévők pusztulásával, átalakulásával. A nagyobb áradások általában a tavaszi hóolvadás következményeként, vagy a tavasz végi, nyár eleji esők folytán jelentkeznek (Hamar és Sárkány-Kiss 1999; Vári és Ferencz 2003). A Tisza mentén húzódó nyári gát és folyóhát védelme, a tokaji vízmérce (89,330 mBf, 543,079 fkm) adata alapján, I. fokú készütségi szintnél (KF1: 650 cm) még ugyan teljesen nem szűnik meg, viszont egy-egy alacsonyabban fekvő térrészen keresztül a víz az ártérre kerül. A II. fokú készütségi szinten (KF2: 700 cm) a víz pedig már a nyári gátat és a folyóhátat átlépve szabadon áramlik az ártérre (9. ábra) (<https://www.vizugy.hu>).

Az ártér felszínét nem csak az áradások, hanem az emberi tevékenység, pl. a mezőgazdasági hasznosítás is formálja, ami el is simíthatja a folyóvíz által létrehozott felszíni formákat. A 4 079 ha kiterjedésű mintaterület nagyrészen mezőgazdasági tevékenységet folytatnak, szántó- és gyepterületeken. A táblákat sok helyen nemesnyaras és -füzes erdőültetvények taglalják. A mintaterületen elszórtan természetserű erdőtársulások, pl. füzes, hazai nyáras – is fellelhetők (<https://erdoterkep.nebih.gov.hu>). A mélyebb fekvésű területeken mocsárrétek; az egykori mederमारadványokban, sarlómedrekben magassásosok, nádasok jellemzők. A legmélyebb térrészekben, mint az ártéri lapályok, egyes mederमारadványok, pangóvízes foltok találhatóak, vízi növényzettel. A területen előforduló holtágak, amelyek néhány esetben nyílt víztükörrel rendelkeznek, még tovább színesítik az élőhelyek körét (Dévai et al. 2012). Így a mintaterületen – a nagyobb arányú mezőgazdasági tevékenység ellenére – rendkívül változatos élettér alakult ki, nagyfokú faji diverzitással, különösen jelentős ártéri madárközösséggel. Ez abban is megnyilvánul, hogy a teljes mintaterületet a Natura 2000 hálózat természetmegőrzési (HUHN20001) és madárvédelmi (HUHN10008) területekké nyilvánították, továbbá a Felső-Tisza Ramsari terület része és a Nemzeti Ökológiai Hálózat ökológiai folyosó övezete is egyben.



9. ábra: A mintaterület ártérének magasságviszonyai az árvízi készültési szintek tükrében

A legtermészetesebb ártérrész a mintaterület északi részén, Rakamaz közigazgatási határain belül maradt hátra, ahol a területet jelenleg nagyobb részt legelőként és kaszálóként extenzív módon hasznosítják. A doktori munkámban kiemelt figyelmet fordítottam erre a mintegy 815 hektáros területre (8. ábra sárga pöttyözött vonal által határolt terület), a vizsgálataim túlnyomó többségben ide koncentráltak.

A rakamazi ártér nagy kiterjedésű – legnagyobb szélessége a 4 km-t is meghaladja. Az itt fellelhető formagazdagság viszonylag hűen tükrözi a táj egykori arculatát, mindmáig nagy számban megtalálhatók a tagolatlan ártéri síkságba beágyazódott folyóvízi formakincsek: sarlólaposok, övzátonyok, folyóhátak, fokok, elhagyott medrek, lefolyástalan ártéri lapályok.

A rakamazi ártérrész fő felszínformái az övzátonyok és a közöttük elhelyezkedő sarlólaposok. E látványos felszínformák között a magasságkülönbségek csak deciméteres nagyságrendűek (10. ábra). Mindkét formátípusra jellemző, hogy füves területek, amelyeket gyakran fák és bokrok tarkítanak, illetve a sarlólaposok sok

esetben sűrűbb növényzettel rendelkeznek és vízborított, vizenyős térszínek is találhatóak rajtuk. A Tisza mentén egy nagy kiterjedésű folyóhát helyezkedik el, amelyet legnagyobb részben szántóként hasznosítanak. Felszínét helyenként természetes fokok szakítják meg. Egy kevésbé markáns folyóhát is található az ártér belsejében, amely egy inaktív forma az ártéren hátrahagyott egykori mederamaradvány mentén. Az elhagyott mederben még van nyílt vízfelület, amelyet Kis-Morotva-tónak hívnak. Állandó vízellátottságú formák az Aranyos-árok és a Sulymos-tó, amely egy morotva. Az 1:10 000 magyar topográfiai térképen ezen kívül több olyan nagyobb forma is található, amely, mint tó fel van tüntetve: például az ártéri lapályok: Kis- és Nagy-Pap-tó, valamint Nagy-Nádas-tó, és például a sarlólaposok közül a Nagy-Zátyony-tó, Vég-Zátyony-tó, stb.). Az ártér formái között a vízmozgás elősegítése érdekében számos helyen mesterséges fokokat és csatornákat létesítettek.



(Sötét szürke vonal: sarlólapos; narancssárga vonal: övzátyony)

10. ábra: Terepi felvétel az övzátyony és sarlólapos formák váltakozásáról a rakamazi mintaterületen

Saját interpretáció, a felvételt Dr. Szabó József készítette (2015.09.08.)

A mintaterület kapcsán fontos tisztázni, hogy a dolgozatban teljes mintaterületnek hívom a Rakamaz-Tokaj-Tiszanagyfalu-Tiszaeszlár-Tiszaladány-Tiszatarodos-Tiszalök között húzódó ártéri részt. Erre a részre vonatkozó vizsgálat a geomorfológiai egyégek lehatárolása a LiDAR DTM, illetve a felszínborítási sajátságok elemzése a LiDAR DTM és az ortofotó alapján. A kutatómunkában található minden egyéb elemzés csak a rakamazi ártér egyes részeire terjed ki – Rakamaz község déli közigazgatási határán elmetszve – a terület természetes és viszonylag bolygatatlan volta miatt. Mivel ezen elemzések elsősorban az ártér morfológiájának vizsgálatára irányulnak, így elemzéseim során a Nagy-Morotva és a Tisza vízfelülete nem képezte a rakamazi mintaterület részét.

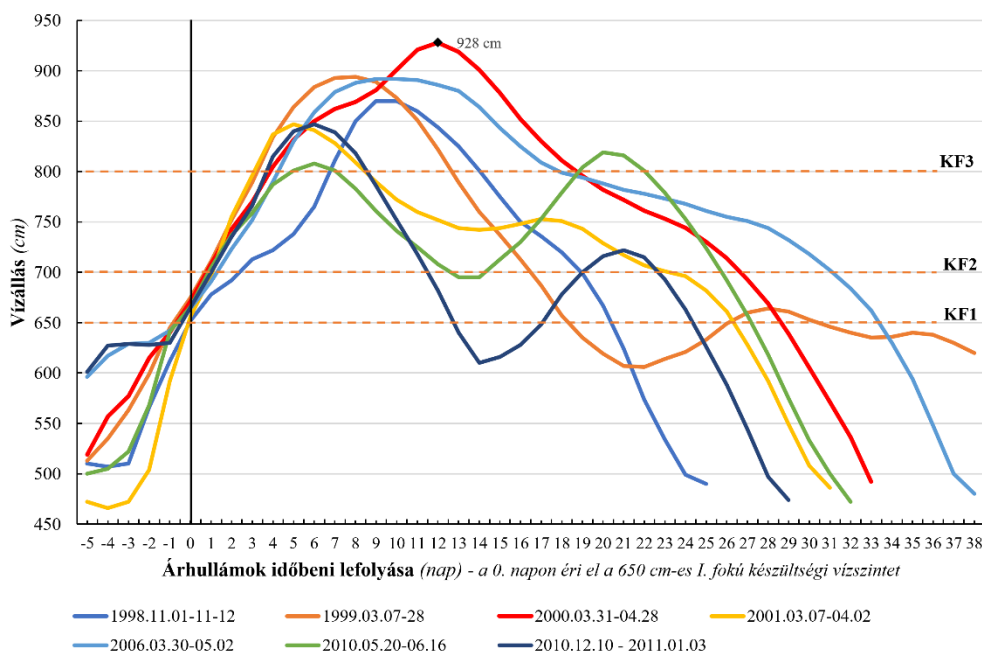
3.1.2. Az ártér árvízi elöntésének gyakorisága

A nagyvizek kialakulása az ártéri akkumuláció kulcsfontosságú meghatározója. A tokaji vízmércén (89,330 mBf, 543,079 fkm) mért 650 cm-es vízállásnál (I. fokú készültségi szintnél) a Tisza vize már eléri az ártér egyes részeit, a II. fokú, 700 cm-es vízszintnél pedig az egész árteret érinti. A 1. táblázatban a megvizsgált vízügyi adatsor alapján láthatjuk, hogy az elmúlt 22 év (1998-2020 között) során mely években voltak olyan vízállások, amelyek elérték a mintaterületet.

A vizsgált 22 év során összesen 29 db árvíz vonult le a Tiszán, melyek átlagos időtartama 12,2 nap (minimum 2 nap, maximum 37 nap), összesen 353 nap volt. Az árvizek közül 9 db maximum az I. fokú készültségi szintet elérő volt, melyek átlagos ideje 3,7 nap (minimum 2 nap, maximum 7 nap), összesen 33 nap volt. A maximum II. fokú készültségi szintet elérő árvizek száma 13 db volt, 10,3 nap átlagos időtartammal (minimum 2 nap, maximum 20 nap), összesen 134 nappal. A III. fokú készültségi szintet elérő árvizek száma pedig 7 db volt (11. ábra), 26,6 nap átlagos időtartammal (minimum 19 nap, maximum 37 nap), összesen 186 nappal. A vizsgált időszakban a legkisebb vízállás (LKV) 136 cm, a legnagyobb vízállás (LNV) 928 cm volt.

A 22 év alapján az I. fokú árvizek relatív gyakorisága: 0,76 év, a II. fokúaké 1,1 év, a III. fokú árvizeké 3,14 év. Az árvizes napok száma a 22 év alatt 353 nap, 734 cm-es átlagos vízszinttel, melyből az I. fokú készültség napjainak száma 132 nap, a II. fokú készültségé 159 nap, a III. fokúaké pedig 62 nap.

A napi vízszint-változások átlagos dinamikája átlagosan 6 cm volt (minimum 0 cm, maximum 113 cm). A legnagyobb napi emelkedés 113 cm, a legnagyobb napi csökkenés pedig 75 cm volt a vizsgált időszakban.



11. ábra: A harmadfokú árvizek lefolyása a Tiszán 1998-2020 között

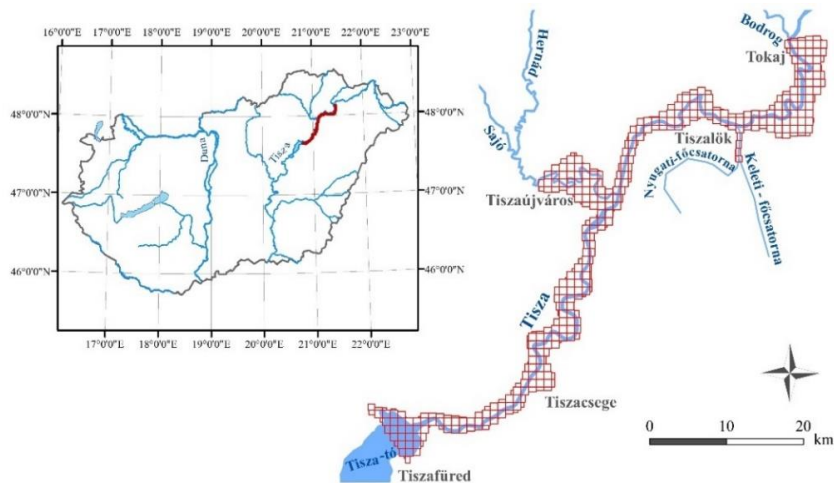
1. táblázat: Árhullámok a Tiszán Tokajnál 1998-2020 között

Év	Hónap	Időtartam (nap)	Max. vízszint	Átlagos vízszint	Max. készültségi szint
1998.	04.	4	670 cm	663 cm	KF1
1998.	06.	3	664 cm	660 cm	KF1
1998.	07.	12	728 cm	710 cm	KF2
1998.	11.	21	870 cm	764 cm	KF3
1999.	03.	19	894 cm	793 cm	KF3
1999.	04-05.	15	707 cm	675 cm	KF2
2000.	03-04.	37	928 cm	782 cm	KF3
2001.	03-04.	27	847 cm	750 cm	KF3
2002.	02.	3	674 cm	669 cm	KF1
2002.	03.	9	706 cm	691 cm	KF2
2004.	03-04.	12	749 cm	707 cm	KF2
2005.	03.	5	697 cm	676 cm	KF1
2005.	03-04.	7	709 cm	688 cm	KF2
2005.	04-05.	18	745 cm	704 cm	KF2
2006.	03-05.	34	892 cm	790 cm	KF3
2006.	06.	11	750 cm	712 cm	KF2
2007.	02.	8	719 cm	691 cm	KF2
2007.	03.	2	658 cm	655 cm	KF1
2007.	04.	3	658 cm	654 cm	KF1
2007.	07-08.	5	721 cm	698 cm	KF2
2008.	01.	10	713 cm	682 cm	KF2
2010.	05-06.	28	819 cm	750 cm	KF3
2010.	12-01.	20	847 cm	743 cm	KF3
2013.	03.	7	682 cm	667 cm	KF1
2013.	04.	20	791 cm	737 cm	KF2
2016.	02.	3	662 cm	658 cm	KF1
2017.	02.	2	728 cm	704 cm	KF2
2017.	12.	5	705 cm	685 cm	KF2
2019.	05.	3	663 cm	656 cm	KF1

3.1.3. SH/2/6 projekt keretében készült távérzékelte adatok jellemzői

Az SH/2/6 projekt keretében a Tiszántúli Vízügyi Igazgatóság (TIVIZIG) és az Észak-Magyarországi Vízügyi Igazgatóság (ÉMVIKIG) területéhez tartozó tiszai ártéri öblözetekben, a Tisza folyó Tokajtól Tiszafüredig, jobb és bal parti védvonaláról készült légi és terepi felmérés (12. ábra).

Az ilyen jellegű légi távérzékelési felmérések igen költségesen nyerhető, értékes adatokat eredményeznek, melyek bár az utóbbi időben egyre jobban terjednek, de mégis korlátozottan hozzáférhetőek. Jelen kutatásomat a vízügytől kapott ezen távérzékelte adatok tették lehetővé, melyek nagy lehetőséget kínáltak az árterek új megközelítésű vizsgálatára. A következőkben részletesen ismertetem az adatokat és technikai jellemzőiket.



(piros rácshálóval a LiDAR pontfelhőt tartalmazó LAS állományok határvonalai)

12. ábra: Az SH/2/6 projekt keretében felmért területek

Légi lézerszkennelt adatok

Az SH/2/6 projekt kivitelezője az Envirosense Hungary Kft. volt. A mintaterület légi lézerszkennelése egy Cessna Turbo Skylane repülőgépre szerelt RIEGL LMS-Q680i oszcillációs tükör elvét alkalmazó szkennelőrrel zajlott 2012. augusztus 20-21-én. A korrekció GNSS/IMU navigációs adatokkal történt. A felmérés részletes paramétereit a 2. táblázat tartalmazza (SH/2/6 projekt zárójelentés 2012). A felmérés eredményeként x, y és z koordinátával meghatározott pontfelhő keletkezett, a pontok száma a teljes mintaterület tekintetében összesen 640 millió db volt. A pontfelhő kezelhetősége végett a területet 1 km × 1 km-es (kivéve a terület szélei), átlagosan 10-11 millió db pontot tartalmazó, blokkokra osztották, és LAS kiterjesztésű formátumban tárolták. A mintaterület LiDAR adatainak mérete 31 GB volt.

2. táblázat: A közép-tiszai ártéren végzett légi lézerszkennelés jellemzői

Paraméterek	Értékek
Tervezett pontsűrűség	4 pont/m ²
Átlagos vertikális és horizontális hiba	+/- 0,15 m
Sávátfedés	30 – 60 %
Impulzus frekvencia	270 kHz
Jelalak visszatérés	többszörös visszaverődés
Hullámhossz	1 550 nm
Repülési magasság	688 m

A dolgozatomhoz a LAS adatformátumú, vetületi rendszerbe illesztett (UTM34N) pontfelhőt használtam. A pontfelhő állomány adatpontjainak attribútumai közül az x, y, z értékekre és az adott visszaverődések számára volt szükség. Ezen kívül a vizsgálatok során használtam még az Envirosense cég által létrehozott osztályozott pontfelhő kategóriákat (talajpontok, vegetációs pontok).

Légifénykép, ortofotó

A LiDAR felméréssel egyidőben, ahhoz optimalizálva LEICA RCD105 digitális középformátumú kamerával 3 csatornás (RGB – *red, green, blue*) színösszetételű légi fényképek is készültek. Az ortorektifikált, tehát a perspektivikus torzulásoktól mentes felvételek a vizuális interpretáció során szolgáltak segítségül. A felvételek terepi felbontása 0,15 m, geometriai pontosságuk RMSE X=0,134 m, RMSE Y=0,136 m (SH/2/6 projekt zárójelentés 2012).

Hiperspektrális adatok

A mintaterületről hiperspektrális adatgyűjtés is történt AISA Eagle II szenzorral, a 400-1 000 nm-es spektrális tartományban, 5 nm-es spektrális és 1,5 m terepi felbontásban (SH/2/6 projekt zárójelentés 2012). A doktori munkába a 670 és 800 nm-es csatornát (Haboudane et al. 2004) használtam fel a normalizált vegetációs index (NDVI) (Rouse et al. 1973) számításához. Az NDVI réteg nemcsak a zöld növényi részek mennyiségéről nyújtott információt, hanem a terület vízborítottságáról is (Szabó et al. 2016). A módszertani részben visszatérek ennek bemutatására.

LiDAR alapú DTM

Az Envirosense Hungary Kft. a LiDAR adatok felhasználásával elkészítette a teljes terület digitális terepmodelljét is. A DTM 1 méteres felbontásban a természetes szomszéd (*Nearest Neighbor*) interpolációs módszert felhasználva készült. A DTM kutatómunkám kezdeti szakaszában fontos alapszolgáltatásokkal szolgált a kutatás irányainak meghatározásához, illetve alapul szolgált a geomorfológiai egységek elkülönítésénél és az ártéri formák lehatározásánál.

3.1.4. A mintaterületről rendelkezésre álló egyéb adatok bemutatása

A kutatási munkámhoz az Észak-Magyarországi Vízügyi Igazgatóságtól megkaptam a tokaji vízrajzi állomáson (89,330 mBf, 543,079 fkm) gyűjtött tiszai vízállás-adatokat az 1998.01.01. és 2020.03.01. közötti időszakra. Az adatok feldolgozott felszíni vízállásadatokat, melyek napi bontásban álltak rendelkezésemre.

A kutatásomhoz felhasználtam a Copernicus földmegfigyelési program keretében készült szabad felhasználású Sentinel-2-es műhold adatokat. A műholdcsalád 2A tagja 2015 júniusától, a 2B pedig 2017. márciusától végez optikai földmegfigyelést. A két műhold 5 napos visszatérési ideje lehetőséget nyújt a változások elemzésére, így lehetőséget adott az ártér vízborítottság változásának nyomon követésére. Az árvízi készültségeket figyelembe véve 2017. február 12-én és 13-án volt II. (729 cm), illetve I. (679 cm) fokú készültség a Tiszán. Ebben az időszakban egyébként a csapadékból visszamaradt belvízfoltok, illetve a megemelkedett talajvízszint is növelte a területen visszamaradó víz mennyiségét. A műhold felvételeket így a 2017. február 1 és 2017. június 1 közötti időszakból választottam. A kiválasztásánál a felhőborítottság miatt a mintaterület kapcsán 4 időpont jöhetett szóba (3. táblázat).

3. táblázat: A rakamazi ártér vízborítás változásának nyomon követésében használt Sentinel-2-es felvételek

Felvétel napja	Felvétel neve	Felhőborítottság (%)
2017.03.03.	S2A_MSIL1C_20170303T093031_N0204_R136_T34UEU_20170303T093537	0,3
2017.03.23.*	S2A_MSIL1C_20170323T093031_N0204_R136_T34UEU_20170323T093240	44,2
2017.04.02.	S2A_MSIL1C_20170402T093031_N0204_R136_T34UEU_20170402T093030	0
2017.05.15.	S2A_MSIL1C_20170515T094031_N0205_R036_T34UEU_20170515T094254	8,4

(*A felhőborítottság a 100 x 100 km-es felvétel blokkra vonatkozik, a mintaterületet azonban nem takarta felhőzet.)

A kutatásomhoz az ártér vízborításának szemléltetéséhez DJI Phantom 4 drónnal készült RGB felvételeket is használtam, melyet 2017. márciusában készítettünk a mintaterületről. Az elkészült ortofotók térbeli felbontása 4 cm volt.

A mintaterület jellemzőinek bemutatásához használt fényképek Nikon D3300 digitális kamerával készültek.

3.2. A vizsgálat során felhasznált módszerek bemutatása

Doktori munkámban – amennyire lehetett – törekedtem az idegen szavak használatának kerülésére, azonban helyenként, különösen a módszertani résznél szükségesnek tartottam az eredeti angol szakkifejezés megtartását. Ennek indoka az volt, hogy az adott idegen szónak nem volt a hazai szakirodalomban általánosan bejáratott magyar megfelelője – vagy éppen itthon is az angol kifejezés a használatos –, és így a megtartott eredeti elnevezés egyértelműsíti az olvasó számára, hogy melyik módszerről, beállításról van szó, megkönnyítve ezáltal a munkamenet más ártereken való alkalmazását is. Amennyiben az idegen szó mégis lefordításra került, ott minden esetben az első említésnél zárójelben, dőlt betűvel szedve feltüntettem az eredeti megfelelőjét.

A dolgozatomat általában egyes szám első személyben írtam, ahol viszont hangsúlyozni szerettem volna a kapott segítséget, ott többesszám első személyt használtam.

A kutató munkám a már meglévő távérzékelte adatok elemzésével, illetve terepi kiszállásokkal, adatgyűjtésekkel kezdődött, amely átfogó képet nyújtott a mintaterület hidromorfológiai jellemzőiről. A módszertani fejezet első két alrésze tartalmazza mindezek leírását. Ezek a vizsgálatok indítottak arra, hogy a LiDAR pontfelhőből többféle metódust használva létrehozzam a rakamazi mintaterület terepmodelljét (3. alrész), keresve a mintaterületet terepviszonyait legpontosabban visszaadó DTM-et. Ezek után az ártéri felszinformák automatikus osztályozása következett, melyet a 4. alfejezetben ismertetek. Végül, a kutatás utolsó fázisában (5. alrész), a rakamazi terület sarlólapos és övzátóny formaelemeinek nehézfém akkumulációs mintázatát vizsgáltam meg.

A sarlólapos és övzátóny rendszerek vizsgálata azért is kapott kiemelt helyet a doktori munkámban, mert a változatos alaktani jellemzők – a konkáv és konvex elemek váltakozásaként „hullámzó felszín” jön létre – egy sokkal sokszínűbb életteret kínálnak a többi geomorfológiai egységgel összevetve. A rakamazi mintaterület pedig a maga természetes voltával nagyszerű lehetőséget kínál a sarlólapos-övzátóny rendszerek térképezésére és jellemzőik mélyebb megismerésére. Ugyanakkor a szakirodalomban is egy kevésbé feltárt formaegyüttesről van szó a többi formához képest.

3.2.1. Az ártéri felszínformák vizuális azonosítása, víz- és felszínborítási jellemzése – módszertani áttekintés

A kutatás kezdetén a teljes mintaterület LiDAR domborzatmodelljét, illetve azt kiegészítő adatokat használva tematikus térképeket állítottam elő. Mégpedig: (1) a teljes mintaterület terepmodelljén a vizuális interpretáció módszerét használva lehatároltam a geomorfológiai egységeket, vektorizáltam (2) az ártér felszínborításának és élőhelyeinek térképét, illetve elkészítettem (3) a rakamazi ártér geomorfológiai térképét is. Emellett elemeztem (5) a rakamazi ártér vízborítását is egy áradást követően.

3.2.1.1. A geomorfológiai egységek, valamint a rakamazi ártéri formák vizuális interpretációja

A rendelkezésre álló LiDAR DTM és az ortofotó segítségével vizuálisan elkülönítettem, majd manuálisan vektorizáltam a teljes mintaterület geomorfológiai egységeit. Ezt követően vizsgáltam az egységek területi megoszlásait.

Emellett egy másik vektoros térképet is készítettem, amely a rakamazi ártérrész formaelemeit tartalmazta. A sarlólapos és övzátóny formaelem, mivel méretben és formailag megegyezők (annyi eltéréssel, hogy az egyik negatív a másik pozitív forma), határvonalaik elkülönítését a különböző magassági értékekből fakadó színárnyalat- és tónuskülönbségek tették lehetővé. A terület többi formaeleménél – folyóhát, fok, ártéri lapály, elhagyott meder, morotva – már a méret és alaktani jellemzők is segítettek – a szín- és tónuskülönbségek mellett – a lehatárolásban. Ezen kívül a nagyobb formákat az 1:10 000 méretarány szerinti hazánk területét lefedő topográfiai térképek is tartalmazták.

A vizuális kiértékelést és vektorizálást *ESRI ArcGIS 10.3.1* szoftverkörnyezetben, jellemzően 1:1 000 és 1:3 000 közötti méretarány mellett végeztem. A rakamazi területen többszöri terepi szemrevételezésre is sor került.

3.2.1.2. Az ártér felszínborításának vizsgálata

A rendelkezésemre álló ortofotó segítségével vizuálisan elkülönítettem, majd manuálisan vektorizáltam a teljes mintaterület felszínborítási jellemzőit. Ezt követően megvizsgáltam – térbeli vektoros műveleteket alkalmazva – az egyes geomorfológiai egységekre jellemző felszínborítási sajátosságokat.

Az elemzésekre *ESRI ArcGIS 10.3.1* szoftverkörnyezetben került sor. A vizuális kiértékelést és vektorizálást jellemzően 1:1 000 és 1:3 000 közötti

méretarány mellett végeztem. A vizuális interpretációt kiegészítve terepi szemrevételezésre is sor került.

3.2.1.3. *Az ártéri formák vízborítás-változásának vizsgálata Sentinel-2 felvételek alapján*

Az ártér vízborítottság-változásának nyomon követésére jó lehetőséget kínáltak az ingyenesen elérhető Sentinel-2-es műhold adatok. A vízborítottság elemzésének egyik módszere a normalizált differenciált vízindex (NDWI – (Mcfeeters 1996) használata, mégpedig a következő képlettel: $NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR}$. A Sentinel-2-es műholdak esetében ez a B3 (560 nm) és B8 (842 nm) csatornák alapján számolható. Ezen sávok terepi felbontása 10 m. A 3. táblázatban bemutatott felvételeken a fenti képletet használva a QGIS 2.18.16 GDAL/Raszter kalkulátor segítségével számoltam ki a rakamazi terület NDWI értékeit, majd ezt követően a >0 értékeket vízfelszínként osztályoztam. A térbeli elemzésekre Esri ArcGIS 10.3.1 szoftverkörnyezetben került sor.

3.2.2. A sarlólapos és övzátony formák jellemzői

Ez a fejezet tartalmazza a rakamazi ártér Kis-Morotva-tó és a Nagy-Morotva-tó között található, közel 400 ha kiterjedésű területrészt – amelyet Morotvaköz néven is említenek – övzátony-sarlólapos együtteseinek jellemzésére használt módszerek áttekintését. A terepi kiszállások mellett a LiDAR pontfelhő és DTM alapján történtek a vizsgálatok, többek között a két forma vízfelszín és növényesség, valamint alaktani és magassági viszonyait elemeztem.

3.2.2.1. *A vízfelület meghatározása*

A mintaterületen a légi felmérés időpontjában (2012. augusztus 20-21-én) jelenlévő vízfelületet az NDVI segítségével határoztam meg. Az NDVI értéke a normalizálásnak köszönhetően -1 és +1 közötti értéket vehet fel. A negatív érték a növényzet hiányát és ezen a mintaterületen vízfelület meglétét feltételezi (Szabó et al. 2016), így a munkámban a <-0.3 értékeket felvevő cellákat vízfelszínként osztályoztam. Az így meghatározott vízfelületek valószínűleg az egész évben vízállásos területrészeket takarták, mivel az adott évben nem volt áradás, illetve a nyári hónapok is rendkívül forrók és aszályosak voltak (Fodor 2013).

3.2.2.2. *A növényesség meghatározása*

A két forma növényességének alakulását a LiDAR pontfelhő vegetációs pontjai alapján elemeztem a QGIS 2.18.16 szoftverben. A pontfelhő három különálló osztályban tartalmazta a növényzeti pontokat: alacsony (0,5 m magasságig), közepes (0,5 és 1,5 m közötti magasságban) és magas (1,5 m feletti pontok) vegetációs pontok. A két formára vonatkozóan megnéztem az összes, illetve az egy m²-re jutó pontok számát a három növénymagassági kategória alapján.

3.2.2.3. *Az alaktani és magassági jellemzők vizsgálata*

A formák alaktani sajátosságait keresztmetszelvények létrehozásával elemeztem az ESRI ArcGIS 10.3.1 szoftverrel. A keresztmetszelvényes vizsgálatok a későbbiekben

segítettek a nehézfémakkumulációs mintázat területi különbözőségeinek magyarázatában is.

A sarlólaposok és övzátanyok esetében hipotézisvizsgálattal elemeztem a terepmodell magassági cellaértékeit is. A térbeli műveleteket a *QGIS 2.18.16* szoftverben végeztem, objektumonként átlagot számoltam a formák poligonjai által lefedett raszter értékekből. A kapott értékek normál eloszlását Shapiro-Wilk teszttel vizsgáltam és mivel a minták normál eloszlásúak voltak, a kétmintás t-próbát alkalmaztam. Az elemzést az *R 3.3.1* szoftverben a *coin* csomaggal végeztem (Hothorn et al. 2006).

3.2.2.4. A DTM hibája eltérő növényzeti borítottság esetén

Megvizsgáltam azt is, hogy a terepmodell magassága és a terepen mért RTK GPS (*Real Time Kinematic Global Positioning System*) magasságok közötti eltérés a két ártéri forma esetében szignifikánsan különbözik-e. Az elemzéshez a 3.2.3.4. fejezetben bemutatott RTK GPS mérések magassági adatait használtam fel. A magasságadatok mellett az attribútum tábla tartalmazta azt is, hogy az adott pont sarlólapos, vagy övzátany formához tartozik-e. Továbbá a magassági eltéréséknél nemcsak a két forma, hanem a területen lévő növényzet hatását is figyelembe vettem, melyhez a következő növényborítottsági kategóriákat különítettem el: (LF) letisztított, füves, (NS) nádas és sásos, (SNS) sűrű nádas és sásos, (L) ligetes fás, (FSZ) füves területek szénabálákkal. Az adatok elemzésre való előkészítését *QGIS 2.18.16* szoftverrel végeztem. A vizsgálat során *ESRI ArcGIS 10.3.1* szoftverkörnyezetben mindkét keresztmetszvényt grafikusán ábrázoltam, mégpedig úgy, hogy az X koordinátákat az X tengelyre, a magassági értékeket pedig az Y tengelyre helyeztem. Ezután manuálisan méréseket végeztem. Egyrészt meghatároztam mind a sarlólapos, mind az övzátany forma esetében a relatív magasságokat és mélységeket. Másrészt 0,2 méterenként megmértem a két felszín között a magassági különbség alakulását. A statisztikai elemzéseket a kétutas faktoriális ANOVA eljárással végeztem az *R 3.3.1* szoftver *coin* csomag felhasználásával (Hothorn et al. 2006).

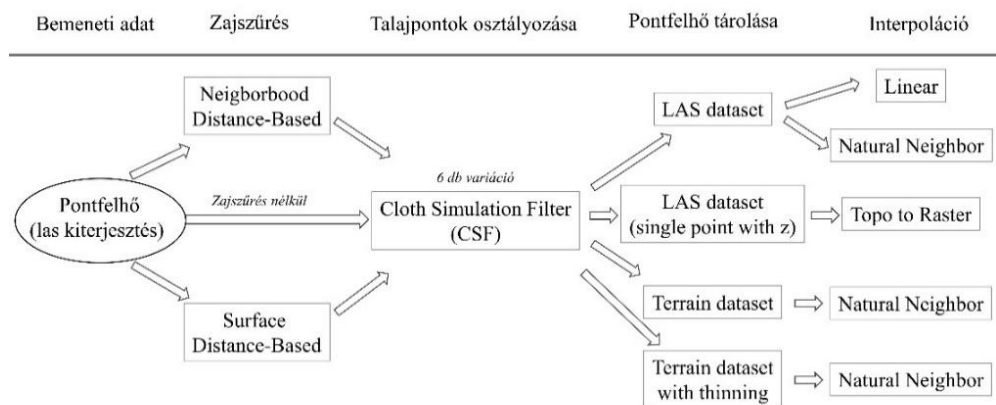
3.2.3. A pontfelhőtől a terepmodellig – módszertani áttekintés

Az ártéri formák közötti kis magasságbeli különbségeknek köszönhetően – jellemzően a maximum relatív különbség 0,5-1 m körül alakul – a terep 3 dimenziós modelljének létrehozása során nagyon fontos, hogy milyen beállításokkal, módszerekkel dolgozunk. Ebben a közel síkvidéki környezetben az apróbb hibáknak is nagyobb jelentősége lehet a végső modellben, és az azon alapuló információkban. Itt azok a módszerek, például különböző szűrők (*filters*), mélyedés töltők (*sink fill*) stb., amelyek a hegyvidéki, dombvidéki területeken jól működnek, nem használhatók, sőt inkább hibás felszínt eredményeznek, és magát az ártéri formákat is eltorzíthatják, vagy akár el is tüntethetik. Elengedhetetlen tehát, mind a terepmodell előkészítése (pontfelhő zajsztűrése, a talajpontok osztályozása) során, mind magánál a létrehozásánál (a felszín interpolálása, a felbontás meghatározása) a megfelelő módszerek megválasztása, és a helyes beállítások használata.

Az adatfeldolgozás során törekedtem arra, hogy az egyetemi licenccel rendelkező szoftvereken kívül, szabadon elérhető (*open source*) módszereket használva – amelyek sík terepviszonyoknál is alkalmazhatók – jussak el a pontfelhő feldolgozásától a kész terepmodellig.

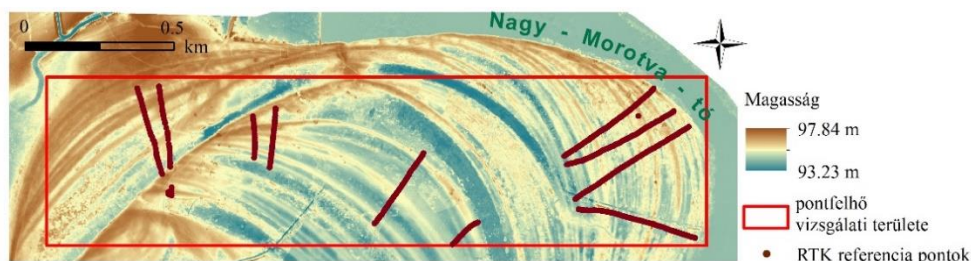
A doktori munka ezen részében céljaim a következők voltak: (1) különböző zajszűrők hatékonyságának vizsgálata; (2) a talajpontok leválogatása (a megfelelő beállítások keresése) nyílt forráskódú szoftverkörnyezetben; (3) különböző interpolációs módszerek közül a legalkalmasabb kiválasztása; (4) az 1 és 2 méteres felbontás tesztelése.

Ezek kapcsán az alábbi hipotéziseket fogalmaztam meg: (1) a zajszűrő eljárások nagymértékben csökkenthetik azon pontok számát, amelyek hibákat okoznak a DTM létrehozása során; (2) a talajpontok leválogatása nagymértékben függ a CSF (*Cloth Simulation Filter* – Szövet Szimuláló Szűrő) algoritmus beállítási paramétereitől, leginkább a „szövet” mérettől (*cloth size*) és az osztályozási küszöbértéktől (*classification threshold*); (3) az interpolációs módszer, illetve a felbontás felerősítheti, de el is simíthatja a DTM hibáit. A továbbiakban részletesen bemutatom a pontfelhő zajszűrésétől a domborzat létrehozásáig tartó munkafolyamat lépéseit és a felhasznált módszereket (13. ábra).



13. ábra: A pontfelhőtől a terepmodellig munkafolyamat lépései

E fejezet vizsgálatait a nagy adatmennyiség (31 GB) miatt a mintaterület egy kisebb részén (0,5 GB) végeztem el (14. ábra).



14. ábra: A pontfelhő vizsgálatok mintaterülete

3.2.3.1. A pontfelhő zajszűrése

A georeferált pontfelhő zajszűrése a szórás és az átlagot figyelembe vevő SOR (*Statistical Outlier Removal*), úgynevezett statisztikai kiugróérték szűrőkkel történt (Rusu et al. 2007; Carrilho et al. 2018). A vizsgálat során kétféle szűrést alkalmaztam, mindkét módszer fix kernel ablakot használva válogatja ki az ablak által lefedett részen lévő azon pontokat, amelyek túllépik a lehatárolt pontok egymástól (*Neighborhood Distance-Based Filter* – szomszédos távolság alapú szűrés; Rusu et al. 2007; Höhle és Höhle 2009), vagy a felszíntől (*Surface Distance-Based Filter* – felszíni távolság alapú szűrés; Carrilho et al. 2018) egy megadott távolság határértékeit. A zajszűrés eredményességének meghatározásához, a szűrés nélküli, eredeti adatbázist is bevontam a vizsgálatba. Az elemzéseket a *CloudCompare 2.10.2* programban végeztem. Az alábbiakban bemutatom az alkalmazott szűrőket és beállításaikat.

Szomszédos távolság alapú szűrő (Neighborhood Distance-Based Filter)

A szomszédos pontok távolságán alapuló szűrő a felhasználó által meghatározott k db számú legközelebbi szomszédot vizsgálja meg a LiDAR pontfelhő minden egyes pontja esetében a kernelen belül, és megjelöli azokat a pontokat, amelyek túllépik az átlagos távolságot és a szórás (1. képlet).

$$\text{maximum távolság} = \underline{d}_k + n\sigma \quad [-] \quad (1)$$

a \underline{d}_k jelöli az átlagos távolságot a k db számú szomszédtól egy adott pont (középpont) esetében; σ az adott középponttól lévő távolságok szórása; n egy felhasználó által választható érték, általában 1-3 között.

A vizsgálat során az ajánlásnak megfelelően 8 db szomszédot (k) használtam 2σ értékkel.

Felszíni távolság alapú szűrő (Surface Distance-Based Filter)

A felszíni távolság alapú szűrő szintén egy felhasználó által beállított számú szomszédos pontot vizsgál meg egy kereső sugáron belül, a különbség annyi, hogy itt nem egy ponttól, hanem a kernelen belüli felszíntől nézi a távolságot (2. képlet). A képlet az előbbihez hasonló, a felszíntől való távolsággal kiegészítve, illetve itt be lehet állítani az abszolút maximum értéket. Ennél a szűrőnél kizárhatók azok a pontok is, amelyeknek kevesebb, mint három szomszédjuk van.

$$\text{maximum távolság} = \underline{sd}_k + n\sigma \quad [-] \quad (2)$$

az \underline{sd}_k az adott felszíntől lévő átlagos távolságot mutatja, amelyet a k db számú szomszédos pont határoz meg egy adott pont körül (középpont); σ a felszíntől való távolság szórását mutatja; n a felhasználó által beállítható paraméter. A beállításoknál, ha a kiugró pontok kizárására a relatív hibát választjuk, annak az értéke 1-3 közötti érték.

A vizsgálat során a relatív hiba kiszűrését választottam 8 db szomszédot (k) figyelembe véve, 2σ értékkel, valamint az izolált pontok kizárásával.

3.2.3.2. Talajpontok osztályozása

A talajpontok meghatározása a Zhang et al. (2016) által fejlesztett, a felhasználó által könnyen beállítható CSF módszer segítségével történt. A szűrő arra az egyszerű fizikai alapelvre épül, hogy ha a föld felszínére terítenénk egy „cloth-t” (a továbbiakban szövetnek nevezem), az visszaadná a felszín alakját a rajta lévő objektumokkal együtt, tehát megkapnánk a digitális felszín modellt. Ha viszont virtuálisan fejfelé fordítanánk a földfelszínt, akkor a rajta lévő tárgyakat már nem kapnánk vissza a szövettel, hanem csak magát a talajfelszínt alulról nézve, amit újra megfordítva előáll a digitális terepmodell (<https://www.cloudcompare.org>). A módszer lényege tehát, hogy a megfordított LiDAR pontfelhőt lefedjük egy szövettel. Az algoritmus a szövet töréspontjai és az ehhez kapcsolódó LiDAR pontok között lévő kölcsönhatások elemzésével meghatározza a lehetséges talajpontokat, és létrehoz egy megközelítőleges talajfelszínt. Ezt követően a talajpontok az eredeti LiDAR pontfelhő és a létrehozott felszín összehasonlításával leválogatásra kerülnek az algoritmus által (Zhang et al. 2016).

A megközelítőleges talajfelszín létrehozásakor a felhasználó a felszíni érdekesség alapján háromféle domborzattípus közül választhat: (1) hegyvidéki területek meredek lejtőkkel; (2) dombvidékes komplex tájak fákkal és házakkal; (3) sík területek magas házakkal. A további beállítható paraméterek közé tartozik: *cloth resolution* vagy *cloth size* (a szövet felbontása, azaz a szövet rácsmérete); *max. iterations* (a maximális iteráció), tehát, hogy maximálisan hányszor ismétlje meg a talajfelszín létrehozását; és a *classification treshold* (az osztályozási küszöbérték). Ez utóbbi egy olyan érték, amely alapján a LiDAR pontok és a létrehozott talajfelszín között lévő távolság alapján az algoritmus a pontokat talaj vagy nem talajpont osztályba sorolja.

Munkámban a talajpontok leválogatását többféle beállítással végeztem, keresve a legjobb lehetőséget (4. táblázat). A beállítható paraméterek közül, ami minden esetben állandó maradt a mintaterület közel sík jellegéből adódóan az a domborzattípus – sík területek magas házakkal –, valamint az iteráció száma, amely 500 volt. A szövet felbontását a LiDAR pontsűrűség határozza meg; nagyobb rácsméret durvább domborzatot eredményez (Zhang et al. 2016). Jelen esetben a pontsűrűséget figyelembe véve a 2-es rácsméret volt ajánlott, viszont ezen kívül az 5-ös méretet is teszteltem. Az osztályozási küszöbértékek közül, szintén a pontsűrűség, illetve a mikrodomborzati sajátosságok figyelembevételével, három beállítást vizsgáltam: a 0,2; a 0,5; és az 1 értékeket. Az elemzéseket a *CloudCompare 2.10.2* programban végeztem.

4. táblázat: A talajpontok leválogatásánál használt paraméterek

Beállítások	Paraméterek
Domborzattípus	sík területek magas házakkal
Iteráció száma (<i>max. iterations</i>)	500
Rácsméret (<i>cloth size</i>)	2 és 5
Osztályozási küszöbérték (<i>classification treshold</i>)	0,2; 0,5 és 1

3.2.3.3. Digitális terepmodellek előállítás

A talajpontok tárolása

A digitális terepmodellek előállításához a talajpontokat tartalmazó LAS fájlokat különböző adatformátumokban tároltam, mivel az eltérő formátum más-más lehetőséget kínált a talajfelszín létrehozásához. Így a következőket használtam fel:

- (1) *LAS dataset*, amely bináris formátumú, a LAS fájlok tárolására leggyakrabban használt módszer;
- (2) *LAS dataset single point with z*, tehát a talajpontok shape fájljai a magassági (*z*) értékekkel;
- (3-4) és *terrain dataset*, ami egy több felbontású, TIN (*Triangular Irregular Network* – szabálytalan háromszög hálózat) alapú felszín, amely a pontfelhő jobb kezelhetősége érdekében lehetőséget nyújt a talajpontok ritkítására is (<https://desktop.arcgis.com>). A *terrain dataset* létrehozásánál két lehetőség közül lehet választani, az egyik (3) az a *z-tolerance*, a másik (4) a *window size*. Előbbinél a vertikális (*z*) tengely alapján, utóbbinál a horizontális tengelyek (*x, y*) mentén, azaz „ablakméretben” lehet pontritkítást végezni. A *z-tolerance* esetében az alapbeállítást használtam, míg a *window size*-nál a *z-minimum* opciót választottam, az 1-es küszöbértékű közepes ritkítással (*moderate secondary thinning method with a threshold of 1*), annak reményében, hogy ezzel is növelhető majd a modell pontossága. A *z-tolerance*-t TD-nek rövidítettem a *terrain dataset* után, a *window size*-t pedig TH-nak a pontritkítás (*thinning*) miatt.

A talajpontok interpolálása

Három különböző interpolációt használtam fel a talajfelszín előállításához:

- (1) a *Natural Neighbor* (rövidítés: NA), azaz természetes szomszéd,
- (2) a *Linear* (LI), tehát lineáris,
- (3) és a *Topo to Raster* (TT) eljárást.

A *Natural Neighbor* (NA) nagy adatmennyiség esetén is alkalmazható interpoláció, amely viszonylag reális domborzatot eredményez (Telbisz et al. 2013). A módszer a mért adatpontok Thiessen-poligonjainak meghatározásával, majd a szomszédos pontok súlyozott átlagának figyelembevételével állapítja meg az adott cella magasságát (Sibson 1981).

A *Linear* interpoláció (LI), egy egyszerű módszer, amely a magassági értékeket abból a síkból határozza meg, amelyet az adott mért pont *x, y* koordinátáját tartalmazó legjobb háromszöge metsz ki (<https://desktop.arcgis.com>).

A *Topo to Raster* (TT) interpoláció az ANUDEM algoritmust használja, amely egy lokális adaptív rácshálós eljárás. Az interpoláció során egyre finomabb felbontású rácsháló jön létre, amíg a felhasználó által beállított felbontást el nem éri a program. E módszer segítségével egy simítottabb, hidrológiailag korrekt terepmodell keletkezik (Hutchinson et al. 2009; Hutchinson et al. 2011).

Összefoglalva, a *LAS dataset* szolgált a *Natural Neighbor* és a *Linear* interpoláció bemeneti adataként, ahol a *LAS dataset to raster* eszközzel történt a

domborzat létrehozása. A *LAS dataset with single point with z* a *topo to raster* eszközzel a *Topo to Raster* interpoláció alapadata; illetve a *terrain dataset* mindkét változata a *terrain to raster* eszközzel a *Natural Neighbor* interpoláció bemeneti adata volt. A DTM létrehozásánál, a pontsűrűséget és a valós terepi viszonyokat figyelembe véve, 1 és 2 méteres felbontást használtam, vizsgálva azt, hogy melyik esetben lesz pontosabb a modell. Az elemzések mindegyikét *ESRI ArcGIS 10.3* szoftverkörnyezetben végeztem. A létrehozott DTM-ek száma összesen 180 db volt.

3.2.3.4. Digitális terepmodellek validálása és statisztikai értékelése

A domborzatmodell validálásához a referencia méréseket Stonex S9 RTK GPS-sel, félkinematikus (*stop and go*) módszert használva mértük fel. A valós idejű korrekciót a Geotrade Kft. szolgáltatta, a vertikális és horizontális pontosság ± 1 cm volt. Összesen 604 db pontot vettünk fel, 10 db 230-420 méter közötti keresztshelvény mentén, amelyek 8-15 db sarlólapos-övzátony formát érintettek (13. ábra). A keresztshelvényeket úgy választottuk, hogy azok jól jellemezzék az ártér mikrodomborzati sajátosságait. A kutatómunkában pontosság alatt az RTK GPS mérések és a modellezett felszín közötti vertikális különbséget értem.

A vizsgálatok során a referenciaként felvett pontokban minden DTM esetében megnéztem a cellaértékeket, hogy megvizsgáljam: (1) a zajsűrűségeket, (2) a talajpontok osztályozásakor használt beállításokat, (3) az interpolációkat, (4) és a felbontások pontosságára gyakorolt hatásait.

A pontfelhő pontjainak száma és a modell pontosságok közötti korreláció mérésére Spearman-féle módszert (r) alkalmaztam, amely nem igényel normál eloszlást és nem érzékeny az ismétlődő hasonló adatértékekre (*recurring similar data*) (Field 2009), szignifikáns kapcsolatnak a $p < 0.05$ értéket tekintettem.

Az egyutas (*one-way*, egy függő skála változó és egy független nominális változó) összehasonlításokra a Welch tesztet használtuk a Tukey HSD (*Honesty Significant Difference*) post hoc teszttel. A Tukey tesztnél szintén nem előfeltétel a minták normál eloszlása (Salkind 2010). A nominális változók közötti kölcsönhatások vizsgálata a robusztus kétutas faktoriális ANOVA-val (*Analysis of Variance*, egy függő skála változó és két független nominális változó) történt – amely szintén nem igényel normál eloszlást –, 20%-os nyesett átlagot (*trimmed means*) és bootstrapping-et (999 ismétléssel) használva. A ritkított átlagoknak köszönhetően a vizsgálat nem volt érzékeny a kiugró adatokra. A bootstrapping 999 ismétlése következtében, az eredeti adat véletlenszerű mintavételével számítható statisztikai paraméterek hiba becslésre, az átlagok szórására, stb. (Efron és Tibshirani 1993).

A statisztikai elemzéseket az *R 3.5.3* statisztikai szoftverben (R Core Team 2020) a *coin* (Hothorn et al. 2006), a *onewaytest* (Dag et al. 2018) és a *WRS2* (Mair és Wilcox 2019) szoftvercsomaggal végeztük.

3.2.4. Az ártéri felszínformák automatikus azonosításának módszertana

További célom volt, hogy a LiDAR domborzatmodell, az abból származtatott, valamint az azt kiegészítő adatokat használva elvégezzem a (1) sarlólapos és

övezet formaelemek automatikus pixel alapú osztályozását. Ehhez a DTM, lejtőszög, a lejtőkiettség és az NDVI rétegeket vontam be az osztályozásba. Ezután a sarlólapos és övezet formák mellett a folyóhát és fok elemeket is bevonva, a LiDAR DTM-et és 60 morfológiai réteget felhasználva végeztem osztályozást, egyrészt (2) pixel alapon, másrészt (3) objektum (szegmens) alapú megközelítésben.

Az ártér kisebb méretű, keskenyebb formáinak azonosítását a LiDAR adatsűrűsége nagymértékben befolyásolja, csak azok a formák azonosíthatók, amelyek azonos, vagy nagyobb mérettel rendelkeznek, mint a DTM pixelek felbontása (Hohenthal et al. 2011; Ninfo et al. 2011; Notebaert et al. 2009). A vizsgálatokhoz emiatt a mintaterület 1 méteres felbontású DTM-ét használtam. Mivel a LiDAR pontsűrűsége 4 pont/m², így az 1 méteres felbontás használata is indokolt.

3.2.4.1. A sarlólapos és övezet formák táji és növényzeti változókon alapuló, pixel alapú automatikus osztályozása és statisztikai értékelése

Mivel a domborzati viszonyok jellemzésének fontos eleme a lejtésviszonyok vizsgálata, ezért a sarlólapos és övezet formák automatikus osztályozása során elsődleges fontosságú lépésnek ebből az irányból való vizsgálódást tartottam.

A munkafolyamat első lépéseként a DTM deriváltjaként létrehoztam a mintaterület lejtésviszonyait bemutató rétegeket, tehát a lejtés szögét (*slope*) és a lejtés kiettségét (*aspect*) tartalmazó réteget. A lejtés szöge szabja meg többek között a víz lefolyását, az összegyülekezésének helyeit, a kiettség pedig elsősorban a lefolyás irányát adja meg. Mindkét tényező közvetve nagy hatással van a növényborítottságra.

Egy következő lépésben – azt remélve, hogy plusz információ tartalmával emeli az osztályozás pontosságát – elkészítettem a mintaterület növényborítottságát reprezentáló, NDVI térképét. Ehhez a területről rendelkezésre álló hiperspektrális felvétel 670 nm (RED) és 800 nm hullámhosszúságú (NIR) csatornája szolgáltatja az alapot, mégpedig a következő képlet felhasználásával: $NDVI = (NIR - RED) / (NIR + RED)$.

Ezt követően került sor az osztályozásra a fent említett négy raszter fedvény, azaz a digitális terepmodell, a lejtőszög, a lejtőkiettség és az NDVI rétegek bevonásával. A rétegeket külön-külön és egymással kombinálva vontam be a vizsgálatba. Ellenőrzött osztályozást végeztem, melyhez mind a sarlólapos, mind az övezet formaelemből random pont mintákat vettem, amelynek 70%-a (3 500 db) a betanítást segítő pixelek voltak, 30%-a (1 500 db) pedig az ellenőrzést szolgálta. A besorolás során SVM (*Support Vector Machine*) osztályozót alkalmaztam a *Radial Basic Function* (RBF) *kernel*el, a módszer robusztussága és a különböző forrásokból származó adatok és dimenziók esetében mutatott eredményessége miatt (Bretar et al. 2009; Xu et al. 2009).

Az előfeldolgozás az *Idrisi Selva* szoftverben történt (Clark Labs 2012). Az osztályozást *R 3.5.3 szoftverben* végeztem (R Core Team 2020) a *Rattle 4.1* csomag használatával (Williams 2011). Az osztályozás eredményét hibamátrixban a teljes pontossággal (*overall accuracy – OA*) és az osztályonkénti pontossággal (*producer's*

accuracy – PA), – azaz az adott osztályhoz tartozó pixel téves osztályozása – ismertetem (Congalton 1991).

3.2.4.2. Ártéri formák morfolometriai paramétereken alapuló, pixel és objektum megközelítésű automatikus osztályozása és statisztikai értékelése

A modell bemeneti adatai

A lejtésviszonyok ismeretén kívül a domborzati jellemzők megismeréséhez fontos többletinformációval szolgálnak a különböző morfolometriai mutatók. Használatuk fontos segítséget nyújthat a felszínformák azonosításában, különösen, amikor alaktanilag megegyező (pl. konvex – övzátony és folyóhát, konkáv – sarlólapos és fok) formák elkülönítése a cél. Ilyenkor a formák minden apró eltérése (pl. méret, szomszédsági viszonyok, stb.) hasznos információt adhat a hatékonyabb lehatárolásukhoz.

Ebben a munkafolyamatban az osztályozás bemeneti adatait a LiDAR DTM-ből előállított 60 db morfolometriai változó képezte, melyeket két nyílt forráskódú, a SAGA GIS 6.3.0 (Conrad et al. 2015) és a Whitebox GAT 3.4.0 (Lindsay 2016) szoftverkörnyezetben hoztam létre. A domborzati paraméterek között voltak elsődleges – pl. lejtőszög, lejtőkiettség, a különböző görbületek (*curvature*) stb. – és másodlagos változók – pl. konvergencia index (*convergence index*), topográfiai nedvesség index (*Topographic Wetness Index*) stb. –, amelyeket, illetve rövidítésüket az 5. táblázat tartalmazza. (A morfolometriai változók neveit, illetve a beállítható paramétereket az eredeti, szoftverekben megtalálható elnevezésekkel tüntettem fel a táblázatban az egyértelműbb áttekinthetőség miatt.) Néhány réteg esetében több beállítást is használtam – pl. az átlagmagasságtól való eltérés esetében (*Difference from the mean Elevation*) 8, 16, 32 szomszédság keresőt alkalmaztam – a legmegfelelőbbet keresve.

5. táblázat: A vizsgálatban használt domborzati paraméterek

Sorszám	Domborzati paraméter*	Rövidítés	Beállítás	Referencia
1	Flood Order	FlodO	-	(Wang és Liu 2006; Lindsay 2016)
2	Elevation Relative To Min and Max	ElRel	-	(Lindsay 2016)
3–5	Deviation from Mean Elevation	DevME1	Search Neighborhood Size: 8	(Wilson és Gallant 2000; Lindsay 2016)
		DevME2	Search Neighborhood Size: 16	
		DevME3	Search Neighborhood Size: 32	
6–8	Difference from Mean Elevation	DifME1	Search Neighborhood Size: 8	(Wilson és Gallant 2000; Lindsay et al. 2015)
		DifME2	Search Neighborhood Size: 16	
		DifME3	Search Neighborhood Size: 32	

9–10	<i>Maximum Elevation Deviation (Multiscale) Scale Magnitude</i>	MxEMs MxEMg	Alapértelmezett Maximum Neighborhood Radius (cell): 1498	(Lindsay et al. 2015)
11	Depth in sink	DpthS	-	(Antoni et al. 2001; Lindsay 2016)
12	Downslope Index (radius)	DwnsIR	Head potential drop (d): 2	(Hjerdt et al., 2004; Lindsay 2016)
13–15	Elevation Percentile	ElevP1 ElevP2 ElevP3	Search Neighborhood Size: 8 Search Neighborhood Size: 16 Search Neighborhood Size: 32	(Lindsay 2016)
16	Map Gully Depth	MapGI	-	(Lindsay 2016)
17	Multiscale Elevation Residual Index	MltERI	-	(Lindsay et al. 2015)
18	Maximum Downslope Elevation Change	MxDwEC	-	(Lindsay 2016)
19	Minimum Downslope Elevation Change	MnDwEC	-	(Lindsay 2016)
20	Sediment Transport Index	SedTI	-	(Moore és Burch 1986; Gómez-Gutiérrez et al. 2015)
21	Wetness Index	WetnsI	Alapértelmezett	(Beven és Kirkby 1979; Gómez-Gutiérrez et al. 2015)
22	Aspect	Asp	Alapértelmezett	(Zevenbergen és Thorne 1987)
23	Slope	Slope	Alapértelmezett	(Zevenbergen és Thorne 1987)
24–27	<i>SAGA Wetness Index</i> Catchment Area Catchment Slope Modified Catchment Area Topographic Wetness Index	CatchA CatchS ModCA TWI	Alapértelmezett Alapértelmezett Alapértelmezett Alapértelmezett	(Wilson és Gallant 2000; Otto et al. 2018)
28	Convergence Index	ConvI	Alapértelmezett	(Koethe és Lehmeier 1996; Olaya és Conrad 2009)
29	Convergence Index (Search Radius)	ConvISR	Alapértelmezett	(Koethe és Lehmeier)

30–31	<i>Downslope Distance Gradient</i>	Grad GradDif	Alapértelmezett Alapértelmezett	1996; Olaya és Conrad 2009) (Hjerdt et al. 2004; Leempoel et al. 2015)
32	Gradient Difference Plan Curvature	PlanCurv	Alapértelmezett	(Zevenbergen és Thorne 1987)
33	Profile Curvature	ProfCurv	Alapértelmezett	(Zevenbergen és Thorne 1987; Blaga 2012)
34	Tangential Curvature	TangCurv	Alapértelmezett	(Wilson és Gallant 2000; Blaga 2012)
35	Cross-Sectional Curvature	CrSCurv	Alapértelmezett	(Conrad et al. 2015; Wood 1996)
36	Longitudinal Curvature	LongCurv	Alapértelmezett	(Conrad et al. 2015; Wood 1996)
37	General Curvature	GenCurv	Alapértelmezett	(Blaga 2012; Gómez-Gutiérrez et al. 2015)
38	Maximum Cuvature	MaxCurv	Alapértelmezett	(Wood 1996; Shary et al. 2002)
39	Minimum Curvature	MinCurv	Alapértelmezett	(Wood 1996; Shary et al. 2002)
40	Total Curvature	TotCurv	Alapértelmezett	(Wilson és Gallant 2000)
41–45	<i>Upslope and downslope curvature</i>	LocCurv	Alapértelmezett	(Conrad et al. 2015; Freeman 1991)
	Local Curvature	UpSICurv	Alapértelmezett	
	Upslope Curvature	DwSICurv	Alapértelmezett	
	Downslope Curvature	LUpSCurv	Alapértelmezett	
	Local Upslope Curvature	LDWSCurv	Alapértelmezett	
	Local Downslope Curvature			
46–49	<i>Multiresolution Index of Valley Bottom Flatness</i>	MRVBF1 MRVBF2	Alapértelmezett Initial threshold for slope: 8	(Gallant és Dowling 2003)
	Multiresolution Index of Valley Bottom Flatness	MRRTF1 MRRTF2	Alapértelmezett Initial threshold for slope: 8	
	Multiresolution Ridge Top Flatness Index			

50	Topographic Position Index	TPI	Alapértelmezett	(Weiss 2001)
51–52	Multi-Scale Topographic Position Index	MS-TPI1 MS-TPI2	Alapértelmezett Min Scale: 8 Max Scale: 8	(Guisan et al. 2011; Weiss 2001; Wilson és Gallant 2000)
53	Generalized Surface	GenSurf	Alapértelmezett	(Conrad et al. 2015; Wood 1996)
54	Morphometric Protection Index	ProtInd	Alapértelmezett	(Yokoyama et al. 2002)
55–56	Valley Depth Valley Depth Ridge Level	Valdpth RidgLvl	Alapértelmezett Alapértelmezett	(MacMillan és Shary 2009; Enyedi et al. 2018)
57	Diurnal Anisotropic Heating	DiurnAH	Alapértelmezett	(Hengl és Reuter 2009; Cristea et al. 2017)
58	Morphometric features	MorfFeat	Alapértelmezett	(Wood 1996)
59	Terrain Ruggedness Index	TRI	Alapértelmezett	(Sappington et al. 2007)
60	Vector Ruggedness Measure	VRM	Alapértelmezett	(Sappington et al. 2007)

(*Az első 21 modell a WhiteGATBox-ban, míg a 22-60 a SAGA GIS-ben volt létrehozva. Dőlten szedve található azok a gyűjtőnevek, amelyek az alatta felsorolt domborzati paramétereket tartalmazták az említett szoftverekben.)

Az elemzés másik bemeneti adata a terület 4 különböző típusú ártéri formáit tartalmazó vektoros rétege volt, 265 db formával (105 db övzátóny, 127 db sarlólapos, 20 db fok, 13 db folyóhát – eredetileg 2 db folyóhát volt a vizsgálati területen, de mivel méretük nagy volt, a megfelelő mintaszám biztosítása miatt felosztottam őket).

A modellépítés folyamata

A változók szelekciója

Mivel a 61 változó (a DTM és a 60 származtatott morfolometriai réteg) esetében erősen felmerül a túlillesztés (*overfitting*) problémája (azaz a modell túlságosan követi a tanításra használt adatok halmazát, de más adathalmazon rosszabbul teljesít), ezért ennek elkerülése céljából az RFE (*Recursive Feature Elimination*) módszert alkalmazva csökkentettük a változók számát. Az RFE-t közvetlenül a Random Forest osztályozási algoritmussal együtt alkalmaztuk. A módszer lényege, hogy kihagytuk azokat a változókat, amelyek az iterációk során a legkevésbé járultak hozzá a modell pontosságához. Tehát a kezdeti modell az összes változót számításba vette, majd ezt követően mindig kiléptette a legkevésbé fontosat, majd újrazedte a modell építést mindaddig, amíg a modellben egy, a legnagyobb hozzájárulását adó változó maradt. A folyamat eredményeként létrejött sorrend a prediktorok rangsora, mégpedig a nagyobb osztályozási pontosság eléréséhez való hozzájárulásuk

fontossága alapján (Chen et al. 2018). Az RFE-t tízszeres keresztvalidációval, három ismétléssel alkalmaztuk az *R 4.03* szoftverben (R Core Team 2020) a *caret* csomaggal (Kuhn et al. 2020).

Azt is ellenőriztük, hogy az RFE mennyire ad hasonló eredményt a kiválasztott változókra, ha megváltoztatjuk az input adatokat. Ehhez a lehetséges 5000 pontból 11 db random mintavétel során 1000-1000 pontokat vettünk ki és futtattuk újra az RFE algoritmust (szintén 10-szeres keresztvalidációval, 3-szoros ismétléssel). A kapott eredményekből összesítettük, hogy melyik változó hányszor szerepelt a legfontosabb 1-5 rangszámú helyezéseken. Így előállt a *stabilitási megbízhatósága* az RFE-alapú változószelekciónak.

A változók száma ordinációval is csökkenthető, amihez főkomponens analízist alkalmaztunk (*Principal Component Analysis*, PCA) korrelációs mátrix alapján. A főkomponensek számát a Kasier-szabály, a modell illeszkedését az *Root Mean Square Error* (RMSE) alapján határoztuk meg.

Az ellenőrzött osztálybasorolás és a pontossága

A Random Forest (RF) algoritmus, mivel nem érzékeny a normál eloszlásra, a variancia homogenitásra és emellett nagy osztályozási pontosság elérésére alkalmas, gyakran alkalmazott osztályozási módszer a távérzékelési adatoknál (Belgiu és Drăgut 2016; Breiman 2001). Az RFE módszer által kapott prediktor rangsor ismeretében az RF osztályozás során csökkenő számú változót tartalmazó modellfuttatásokat végeztünk. Az RFE módszerhez hasonlóan egyesével „léptettük ki” a modelltől a kevésbé fontos változókat mindaddig, amíg egy változó maradt. Az osztályozás során 500 döntési fát alkalmaztunk (Lawrence et al. 2006), és a *mtry* (elágazások száma a csomópontokban) paraméterrel finomhangolást (*hyperparameter tuning*) végeztünk 2-30 beállítási értékek között és a legjobb általános pontosság (OA) alapján választottunk modellt. Minden modell tízszeres kereszt-validációval, három ismétléssel volt futtatva, azaz végül 30 modell eredményét értékeltük.

Az osztályozást két megközelítésben végeztük el: (1) pixel alapú és (2) objektum megközelítésű.

- (1) A pixel alapú osztályozásnál a mintavételhez referenciaként a vizuálisan vektorizált formák szolgálták alapul, 5 000 db tanító és 5 000 db ellenőrző random módon vett pixelt vontunk be az osztályozásba.
- (2) Az objektum megközelítésű osztályozásnál szintén a vizuálisan vektorizált formákat használtuk, annyi eltéréssel, hogy itt nem az egyes pixeleket vontuk be az osztályozásba, hanem a formák által lefedett pixelek átlagértékeit. A formák 50-50%-ban szolgálták tanító és ellenőrző adatként.

Mind a két esetben a referenciaadatok előkészítése ESRI ArcGIS 10.3.1 szoftverkörnyezetben történt (ESRI 2014). A RF osztályozásra az *EnMAP-Box* (*Environmental Mapping and Analysis Program*) 2.1.1 szoftver (van der Linden et al. 2015), illetve az *R 3.6.3* szoftverben (R Core Team 2020) az *rpart* (Therneau et al. 2019) és *caret* (Kuhn et al., 2020) csomag szolgált. Az osztályozás eredménye az OA meghatározásával történt (Congalton 1991).

A statisztikai értékelés

A morfometriai változók között meghatároztuk a Pearson-korrelációs együtthatókat és az eredményeket egy korrelációs diagramban szemléltettük, hierarchikus klaszterek szerint csoportosítva a Ward módszerrel, ami segíti a korreláló változók azonosítását. A korrelációs struktúra belső konzisztenciáját a Cronbach α -val számszerűsítettük. Az összes változó korrelálása esetén $\alpha = 1$, és ha a változók nem korrelálnak egymással, akkor az $\alpha = 0$ (Lima et al. 2012). Meghatároztuk a változónkénti α -értékeket is, amelyek segítettek abban, hogy a mutatók rontják-e a belső konzisztenciát. A statisztikai elemzéseket R 4.03 szoftverben végeztük *gamlj* és *corrplot* csomagokkal (Wei et al. 2017; Gallucci 2020).

3.2.5. Sarlólapos és övzátóny formák nehézfém-mintázatának vizsgálati módszertana

A nehézfémek felhalmozódása és bekerülése a táplálékláncba a mezőgazdasági hasznosítás alatt álló ártereken különös veszélyforrást jelentenek. Fontos tehát, hogy az ártereinken az árvizek alkalmával kiüledő fémek mennyiségét, valamint térbeli eloszlásának jellemzőit minél pontosabban megismerjük. Habár hazánkban is számos kutatás irányult erre a területre (Szalai 1998; Szabó et al. 2010a,b; Tamás és Farsang 2016, stb), vannak még kevésbé feltárt részek és kérdések. Az egyik ilyen terület a sarlólapos-övzátóny sorozat nehézfém mintázatának térképezése. Feltehetőleg ugyanis a két forma morfológiai változatossága nemcsak a lefolyásviszonyokban, növényborítottságban okoznak eltéréseket, hanem a fémek eloszlásására is hatással vannak. E vizsgálat során célom az volt, hogy elemezzem a két formatípus nehézfém-felhalmozódását, és hogy feltárjam szignifikánsan különböznek-e egymástól a fémakkumulációban, illetve a talajtulajdonságaikban.

A következő kérdésekre kerestem a választ: (1) Van-e szignifikáns különbség a sarlólapos és övzátóny formaelemek nehézfém akkumulációjában? (2) Alapvetően mely talajtulajdonságok befolyásolják a fémfelhalmozódást? (3) Megfigyelhető-e valamilyen trend a fémek vertikális eloszlásában? (4) Van-e a két ártéri forma vertikális fém-felhalmozódásában statisztikailag igazolható kölcsönhatás?

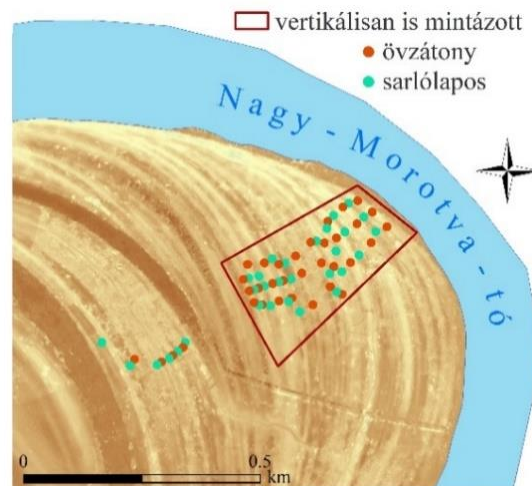
A korábbi fejezetek eredményei – az elkészített terepmodell, a sarlólapos övzátóny formák vektoros állománya, valamint a két forma geoinformatikai elemzése –, jó kiindulási alapot jelentettek a talajmintavételi pontok kijelöléséhez, illetve hozzájárultak e fejezet eredményeinek értelmezéséhez.

3.2.5.1. Terepi mintavételezés

A talajmintavételezésre a Nagy-Morotva-tó szomszédságában, a Tiszától 2 500-3 000 m távolságban került sor. Az ártér ezen részén a sarlólapos és övzátóny formák tucatjai követik egymást és az extenzív hasznosításnak köszönhetően egy természetközeli, bolygatatlan terület rész maradt itt fenn (14. ábra).

A mintavételezés kézi talajszondával a talaj 0-25 cm-es rétegéből kétféleképpen történt. Egyrészt egységesen a felső 25 cm-es rétegből vettünk talajmintát, melyet egyben kezeltünk, összesen 64 db-ot. Másrészt a 15. ábrán piros kerettel jelölt

területről 5 cm-ként mintázva a felső 25 cm-t, vertikális nehézfém-eloszlás vizsgálat céljából. Ez utóbbi 54 db mintavételi ponton összesen 270 db mintát jelentett.



15. ábra: A talajmintavételi pontok a rakamazi ártéren

3.2.5.2. Laboratóriumi vizsgálat

A terepi mintavételt követően, a Földtudományi Intézet Komplex Környezeti Laboratóriumában a vizsgálatokra való előkészítés során a talajmintákat szárítószekrényben 60 °C-on kiszárítottam, majd dörzsmozsárban porítással homogenizáltam és eltávolítottam a növényi- és állati maradványokat. Ezután az érvényben lévő magyar szabványok szerint vizsgáltam a következőket: a kémhatást (MSZ-08-0206-2:1978), a szervesanyag-tartalmat (MSZ-08-0210:1977), a szemcseméret eloszlást (MSZ-08-0205:1978) és a nehézfém-tartalmat (MSZ 21470-50:2006).

A pH-érték meghatározása

A talaj pH értéke a talaj folyékony fázisának lúgos, közömbös, vagy savas voltát jelenti, amely a H^+ -ionok koncentrációjától függ (Stefanovits et al. 1999). A talajminták aktív savanyúságát vizes szuszpenzióban $pH[H_2O]$, a potenciális (rejtett) savanyúságát pedig kálium-klorid hozzáadásával $pH[KCl]$ elektroanalitikai eljárással mértem (Thomas 1996), Consort C3010 multi-parameter analyzer eszközzel. Mindkét esetben 10 g talajmintát mértem be, a talaj:oldat aránya 1:2,5 volt. A szuszpenziók pH-ját 24 órás állás után határoztam meg.

A szervesanyag-tartalom meghatározása

A talajban lévő szervesanyag-tartalom megállapításához a Tyurin módszert használtam (a Kononova változatot; (Angelova et al. 2014)). 0,1 g talajmintát mértem be Erlemeyer-lombikba, melyhez 10 ml kálium-dikromátot ($K_2Cr_2O_7$) adtam és gyöngyözéstől számítva 3 percig főzőlapon forraltam. A lehűlt oldatot desztillált vízzel 100 ml-re töltöttem. Vakmintát is készítettem, a többi mintával azonos metódus alapján, annyi kivétellel, hogy talajmintát nem tartalmazott. A mintákat

Mohr-sóval ($\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) és ferroin indikátorral titráltam, majd a fogyás ismeretében számítottam ki a humusztartalmukat.

A szemcseméret-eloszlás vizsgálata és a fizikai talajféleség meghatározása

A szemcseméret-eloszlás vizsgálat nem más, mint a talaj mechanikai összetételének meghatározása, tehát hogy milyen nagyságú szilárd alkotórészekből tevődik össze (Ballenegger és Mados 1944; Novák 2013). A nemzetközi és hazai szakirodalomban a következő szemcsefrakciókat különítik el az Atterberg-féle skála alapján: kavics (2,0 mm-nél nagyobb), durva homok (2,0-0,2 mm), finom homok (0,2-0,02 mm), iszap (0,02-0,002 mm), kolloid agyag (0,002 mm-nél kisebb) (Ballenegger és Mados 1944). A minták szemcseösszetételének meghatározásánál a Köhn-pipettás módszert használtam, ahol a különböző frakciók eltérő ülepedési sebessége a mérés alapja. A vizsgálat első lépésben 10 g bemért talajt desztillált vízzel és 10 ml nátrium-oxaláttal ($\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$) diszpergált állapotba hoztam, majd ülepítő hengerbe töltöttem, és desztillált vízzel kiegészítettem 1 000 ml-re. A henger rázásával a szuszpenziót egyenletesen eloszlattam. Ezt követően meghatározott ülepedési idők elteltével, adott mélységből, ismert térfogatú szuszpenziók kipipettázásával majd szárítás utáni tömegének mérésével történt a homok, az agyag és az iszapfrakciók mennyiségének megállapítása. A durvafrakciók elkülönítésére pedig nedves szitálást használtam (Stefanovits et al. 1999; Glendon et al. 2002; Centeri et al. 2015). (A Köhn-pipettás eljárásban a kavicsok és kövek már az előkészítés során eltávolításra kerülnek, viszont jelen esetben a minták nem tartalmaztak ilyen méretű frakciókat.)

Az alapján, hogy a minták hány %-ban tartalmaztak homok, iszap és agyag szemcseméret-tartományba tartozó frakciókat különböző textúra csoportba sorolhatjuk be őket. A három fő textúra csoport: a homok, a vályog és az agyag, melyek mellett még ezek átmenetei szerepelnek, például iszapos vályog, iszapos agyagos vályog, agyagos vályog, stb. (Filep és Ferencz 1999). A fizikai talajféleséget talajtextúra háromszög diagram segítségével állapítottam meg.

A nehézfém-koncentráció mérése

A következő nehézfémek koncentrációinak meghatározására került sor: Mn, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, illetve az Al, Ca, Fe, K és Mg koncentrációja is meghatározásra került, melyek mennyisége fontos háttérinformációval szolgált a vizsgálatok során.

A minták roncsolása 42 férőhelyes VELD DK 42/26 típusú atmoszferikus roncsoló készülékkel történt. A feltárás során a 0,1 g bemért talajmintákat 5 ml koncentrált salétromsavval (HNO_3) 1 órán keresztül 110 °C-on, majd ezt követően 3 ml 30%-os hidrogén-peroxiddal (H_2O_2) ismét egy órán keresztül 130 °C-on roncsoltam. Ezután a kihűlt mintákat 12-15 μm szűrőpapíron engedtem át és desztillált vízzel 25 ml-re töltöttem fel (Gosztanyi és Szabó 2011; Lima et al. 2016). A vakmintákon ugyanazt a metódust alkalmaztam, annyi kivétellel, hogy talajmintát nem tartalmaztak. A mikroelemek esetében még 10-szeres hígítást végeztem. Az így keletkezett szuszpenziók mérésére MP-AES 4200 típusú analitikai készülékkel (Vysetti et al. 2014) a Szervetlen és Analitikai Kémia Tanszéken került sor.

Az eredmények részben a fémek akkumulációja alatt, a fémek koncentrációját értem – ugyanis a megmintázott 0-25 cm-es réteg több év felhalmozódási folyamat

eredményként jön létre (Szabó et al. 2012b; Vass 2018) –, tehát egymást helyettesítve fogom használni a két fogalmat.

A vizsgálat során feltárt nehézfém koncentrációkat a 6/2009. (IV. 14.) KvVM-EüM-FVM együttes rendelet a földtani közeg és a felszín alatti víz szennyezéssel szembeni védelméhez szükséges határértékekről és a szennyezések méréséről meghatározott földtani közegre megállapított „B” szennyezettségi határértékek szerint értékeltem. A rendelet tartalmazza a talajokra vonatkozóan a szennyező anyagok megengedhető koncentrációját és a veszélyességet jellemző besorolását.

3.2.5.3. Statisztikai elemzések

A sarlólapos és övzátony formák fém-felhalmozódásának elemzésénél hipotézisvizsgálatot alkalmaztam. A H_0 hipotézisem az volt, hogy az átlagos fémkoncentrációk a két formánál megegyeznek, míg a H_1 pedig az, hogy eltérnek egymástól. A Shapiro–Wilk tesztet használva először ellenőriztük a minták eloszlását, és mivel nem követték a normál eloszlást a kétmintás t-próba robusztus változatát (Yuen’s teszt) alkalmaztuk, 20%-os nyesett átlaggal és teljes reprodukálhatósággal (599 ismétlés) (Efron és Tibshirani 1993) kiegészítve. A független változót a két forma jelentette. Meghatároztuk az *effect size-t* (r effektus), mely az egyes csoportok közötti különbségek magnitúdójának standardizált mérőszáma (Field 2013). A korrelációhoz hasonlóan itt is 0 és 1 között kapjuk meg az adatokat (az előjel itt nem fontos, a kategória változótól függ), az 1-hez közeli értékek nagy különbséget jelentenek, míg a 0-hoz közeli pedig elhanyagolható hatásúak.

A nehézfémek vertikális eloszlását a robusztus kétutas faktoriális ANOVA eljárással vizsgáltuk. A célunk az volt, hogy feltárjuk a formák, illetve a mintavételi mélység hatását a nehézfémek koncentrációjára.

A talajtulajdonságok és a fémek közötti kapcsolatot korreláció vizsgálatot tartuk fel, az eredményt pedig korrelációs mátrix diagramon ábrázoltuk. A fémeknél dimenziócsökkenést alkalmaztunk standardizált főkomponens analízist a korrelációs mátrixot és a Varimax rotációt használva. A fő célunk ezzel az volt, hogy a fémeket egymással korreláló csoportokba osszuk (*Rotated Principal Components, RC*), maximum szinten tartva a magyarázott varianciát. Ezután elemeztem az RC-eket, mint független változókat, hogy feltárjam vajon a talajtulajdonságoknak és a két formának van-e szignifikáns hatásuk az RC-k által kialakított fémcsoportokra. Ehhez általános lineáris modellt (GLM – *General Linear Model*) használtam. A GLM esetében az *effect size* (ω^2) ismét meghatározásra került, mely jelen esetben annak becslése, hogy a függő változók közül mennyi varianciát magyaráznak a független változók (Albers és Lakens 2018). Field (2013) szerint a hatás nagyon kicsi, amikor $\omega^2 < 0,01$, kicsi 0,01-0,06 között, közepes 0,06-0,14 között és nagy, amikor $> 0,14$.

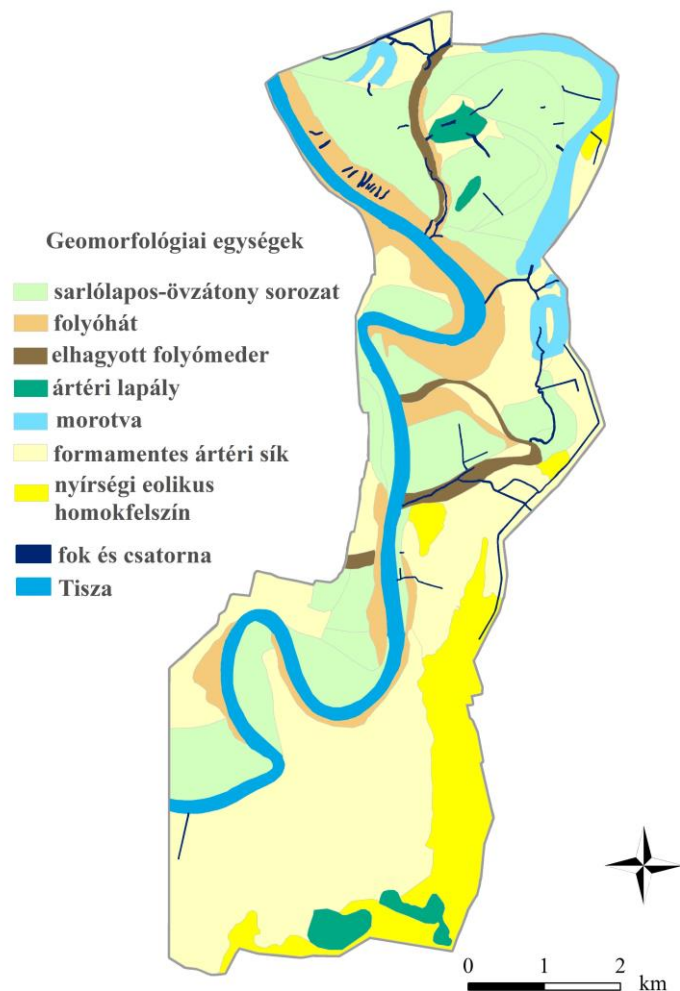
Az elemzéseket az R 3.5.3 statisztikai szoftverben (R Core Team 2020) a *ggcorrplot* (Kassambara 2019), és *WRS2* (Mair és Wilcox 2019) szoftvercsomaggal végeztük. A GLM vizsgálat a Jamovi 1.1.7 szoftverben történt (The jamovi project 2019).

4. Eredmények és értékelésük

4.1. A vizsgált ártér felszíni formakincse, víz- és felszínborítási sajátosságai

4.1.1. Az ártér geomorfológiai egységei

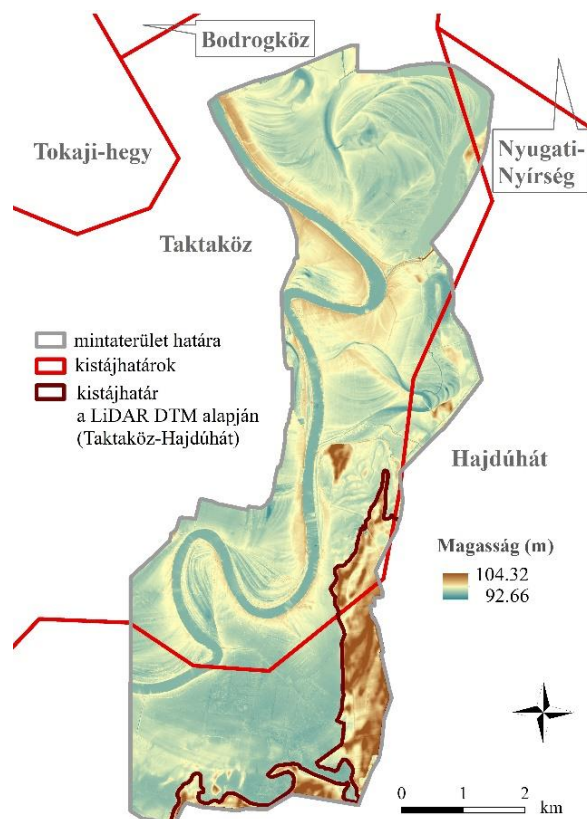
A mintaterület LIDAR alapú terepmodellje egy új megközelítésből, korábban nem látott részletességgel engedett betekinteni az ártér geomorfológiai jellemzőibe. A választott mintaterületen a geomorfológiai formák különös gazdagsága figyelhető meg, amelyek legváltozatosabban az aktív meder mentén és a terület északi részén vannak jelen. A teljes mintaterület geomorfológiai egységeinek vizuális interpretációval készült térképét a 16. ábra mutatja be.



16. ábra: A teljes mintaterület geomorfológiai egységeinek térképe

Az elkészült vektoros térképen 9 kategóriát különítettem el, melyek a következőket foglalták magukba: (1) sarlólapos és övezátonysorozat, (2) jelenkori és

egykori folyóhát, (3) elhagyott folyómeder, (4) morotva, (5), ártéri lapály, (6) formamentes ártéri sík, (7) nyírségi eolikus homokfelszín, (8) fok és csatorna, (9) Tisza. Az elkülönített geomorfológiai egységek közül a legnagyobb területi aránnyal (36%-kal) a formamentes ártéri sík van jelen (6. táblázat), amely elsősorban a mintaterület középső és déli részét fedi le. Kialakulásában nagy szerepe volt a szántóföldi művelésnek – a 8. ábrán megfigyelhető, hogy a terület középső részét szinte teljes egészében szántóföldi parcellák borítják –, illetve a feltöltődés elegyengető hatásának – különösen a déli területrészen, amely egy alacsonyabb árterület (9. ábra) –, amelyek a művelés során évről évre tüntették el az esetlegesen meglévő korábbi felszínformák nyomait. A másik formamentes terület a nyírségi eolikus homokfelszín, amely a mintaterület déli, délkeleti részébe nyúlik be, közel 10%-os területi aránnyal. E geomorfológiai egység határvonala egyben a mintaterületen Taktaköz és Hajdúhát között húzódó tájhatárt is jelzi, amely a digitális terepmodellen élesen elkülönül (17. ábra). Területét szinte teljesen szántóföldi kultúrák fedik le. Az említett két formamentes kategória együttese így a mintaterület közel felét takarja.



(Kistájhatárok – pirossal: Magyarország 1:1.000.000 léptékű földrajzi tájbeosztásának térinformatikai alapállománya, amelynek térinformatikai feldolgozását az MTA TAKI GIS Labor munkatársai készítették el – Marosi S. és Somogyi S. (szerk., 1990): Magyarország kistájainak katasztere I-II. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, 1023 old. nyomán)

17. ábra: A mintaterületen húzódó kistájhatár vonala a LiDAR DTM alapján

6. táblázat: Az ártér geomorfológiai egységeinek területi megoszlása

Megnevezés	Terület (ha)	Megoszlás (%)
Sarlólapos-övezet sorozat	1 178,76	28,90%
Jelenkori és egykori folyóhát	377,62	9,26%
Elhagyott folyómeder	88,65	2,17%
Morotva	151,65	3,72%
Ártéri lapály	92,09	2,26%
Formamentes ártéri sík	1 476,91	36,21%
Nyírségi colikus homokfelszín	401,87	9,85%
Fok és csatorna	23,07	0,57%
Tisza	288,02	7,06%
Összes terület	4 078,64	100%

A domborzatmodell alapján jól kirajzolódik, hogy a mintaterületen hogyan helyeződtek át a Tisza kanyarulatai, létrehozva a terület legjellemzőbb ártéri formáit, az övezet-sorokat és a köztük fekvő sarlólaposokat. Az övezet-sarlólapos formák a terület közel 30%-án találhatók, tehát a formamentes ártéri sík után a legnagyobb területi aránnyal részesednek az ártérből. Összesen 11 db területi egységen 21 db formaegyüttes-generációt határoltam le. A generációk elkülönítését az eltérő futásvonalak és beékelődő más formaelemek segítették, bár szövevényes rajzolatuk miatt nem mindig volt egyértelmű a lehatárolásuk. A legtöbb és legkiterjedtebb sarlólapos-övezet sorozatok a mintaterület északi, a Tisza és Nagy-Morotva közötti részén találhatók. Itt körülbelül 584 ha-os területet fednek le – e formaegyüttes összes területének 50%-át –, amelyet a Tisza egykori mederamaradványa (Nagy-Morotva elmocsarasodott ága) kettéválaszt egy 188 ha és 396 ha területrészre. Méretükben az egykori vízhozam-változások tükröződnek. Ezen a területrészén új sorozatok jelenleg már nem épülnek, a meglévők azonban egy-egy árvízi esemény során mindmáig formálódhatnak. Még a folyószabályozások előtt, a Tisza természetes meder-lefűződése következményeként szakadtak el az élő medertől és váltak inaktív formákká. A mintaterület középső részén is találkozhatunk még inaktívvá vált sarlólapos-övezet együttesekkel. Az élő Tisza medrének közvetlen környezetében pedig jelenleg is épülő rendszerek figyelhetők meg.

A mintaterület körülbelül 9%-án húzódnak folyóhátak. Összesen 8 db különálló formaelemet különítettem el, melyek közül a legtöbb a Tisza jelenlegi partvonalait kíséri. Bár az egyenes szakaszokon és a külső íveken a legjellemzőbbek e formák, itt egyes esetekben a meanderek belső ívén is megtalálhatók, amelyek valószínűleg a Tisza korábbi futásvonala mentén épültek és maradtak vissza. Az ártér belsejében szintén fellelhetők egykori, inaktívvá vált folyóhátak, amelyek a valamikori folyómedret kísérték. A folyóhátak közös jellemzője, hogy rendszerint megművelt területek, mivel a környezetük fölé magasodó száraz térszínekről van szó.

A Tisza a mintaterület nyugati részén kanyarog, vízfelületének részesedése a teljes mintaterület 7%-a. Az elfajult kanyarulatokban a ma is épülő sarlólapos és övzátanosorok nyomán az élő meder vándorlását lehet nyomon követni.

Az ártéren fellelhető, a Tisza nyomán hátrahagyott egykori medermaradványokat két kategóriába soroltam, elhagyott folyómeder, illetve morotva. Előbbi 2%-, utóbbi 4%-os területi lefedettséggel jellemezhető. Jellemzőjük, hogy állandó, sokszor nyílt vízborítással bírnak, bár szukcessziós stádiumukban eltérnek egymástól. A Nagy-Morotva közülük a legnagyobb (~100 ha) és ökológiai szempontból a legkiemelkedőbb értékű, amelynek víztere még jelenleg kistó típusú, de a nyíltvíz aránya folyamatosan csökken (Tóth et al. 1998). A Sulymos-tó és a Kis-Morotva a feltöltődés fokozódása miatt már egyre inkább elmocsarasodik. Az elhagyott medrek pedig, bár még kisebb foltokban vannak bennük állandó vízborítású részek, inkább mocsaras, lápos területként vannak jelen az ártéren.

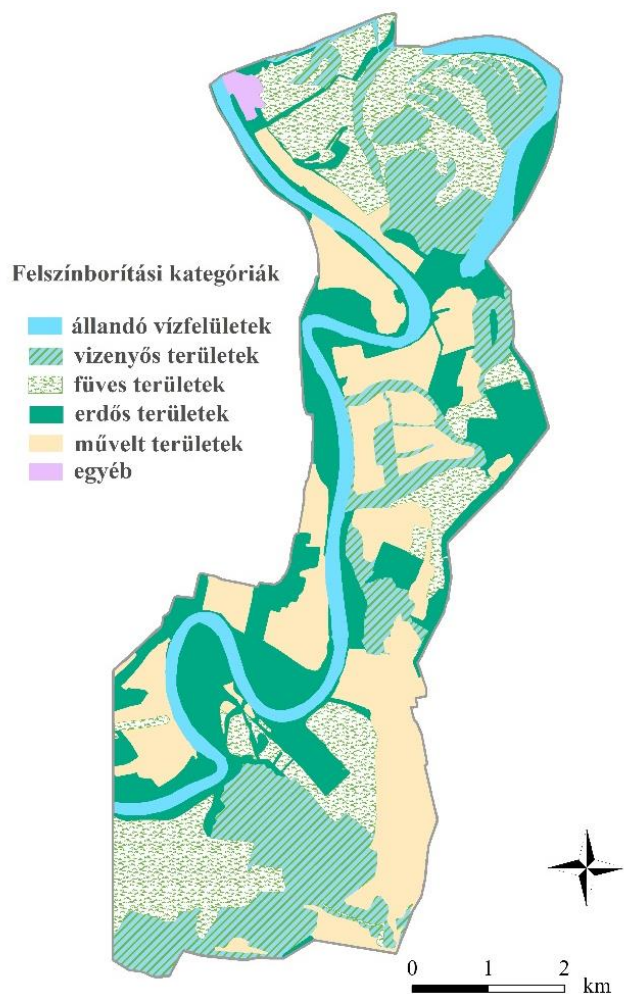
Az ártéri lapályok geomorfológiai egysége az őket körülvevő egyhangú formaszegény felszínekbe, illetve egy esetben sarlólapos-övzátány rendszerbe beágyazódva található. Kerekded, megnyúlt, illetve lencse alakú mélyfekvésű formák, melyek felszínén pangóvízes foltok is található. A 4 db lapály területi részesedése csupán 2%. Jellemző rájuk, hogy nagyon gazdag nádas, sásos növényzet borítja őket.

A mintaterületen, bár a területi kiterjedés tekintetében elenyésző a csatornák és fokok aránya – csupán 0,6% –, és nem képeznek teljesen összefüggő hálózatot sem, mégis kiemelkedő jelentőséggel bírnak. Ezek a természetes és mesterséges elemek a vízmozgás elősegítése érdekében összekötik egymással, illetve az élő vízzel a medermaradványokat és a mintaterület más mélyebb fekvésű formáit, és így a vízcsera által sajátos feltételeket teremtenek az ártéri élővilágnak.

4.1.2. Az ártér felszínborítási jellemzői és élőhelyei

Az ártér felszínborítását tekintve a következő fő kategóriákat határoztam le az ortofotó alapján (18. ábra): (1) művelt területek, (2) füves területek, (3) erdős területek, (4) vizenyős területek, (5) állandó vízfelületek, (6) egyéb területek. Ezek közül 4 fő kategória (művelt, füves, erdős és vizenyős területek) is közel azonos mértékben borítja a mintaterületet.

A legnagyobb területi részesedéssel a művelt területek bírnak 24,07%-kal, melyek a szántók és az erdősávokkal szegélyezett szántók alkategóriáját takarják. Ezeket követik a vizenyős területek 22,38%-kal, majd az erdős és füves területek 21,99%- és 21,47%-kal. A füves területeken belül is további két alkategóriát különítettem el, a gyepterületeket és a gyepterületeket fákkal. A fő csoportok alkategóriáinak elkülönítését azok természetességi állapotának eltérése indokolta. A mintaterületen az állandó vízfelületek aránya is viszonylag magasnak tekinthető, 9,57%, tehát összesen 390 ha. Az egyéb területek, mely egy üdülő övezetet takart a mintaterület északnyugati csücskében, aránya csupán 0,52% volt, tehát elhanyagolható (7. táblázat).



18. ábra: A teljes mintaterület felszínborítási sajátsága

Ha a felszínborítási kategóriák természetességét nézzük, akkor elmondható, hogy a legkevésbé értékesek azok a szántók, amelyeket nagy parcella méret jellemez és nem szegélyeznek erdősávok, fasorok sem. A legtermészetesebb kategóriát a vizenyős területek alkotják, amelyek változatos élőhelyi feltételeket biztosítanak azzal, hogy a vízfelülettől kezdve a vízínövényzet, sásos, nádasos, bokros, füves, fás növényzet is fellelhető bennük. A füves területek is igazán gazdag és sokszínű élőhelyeket biztosítanak, különösen, ha a ligetes fás gyepterületekről van szó. Az erdős területek igen eltérő természetességi állapotokat képviselhetnek, a szabályos térhálózatú nemes nyár faültetvényektől a természetközeli ártéri ligeterdőkig. A nagy arányú nyílt vízfelület is különösen értékes mind természetvédelmi, mind ökológiai szempontból (19. ábra), valamint gazdag fauna jellemzi őket. Az ártér felszínborítását illetően külön ki kell emelni, hogy a felszínborítás és élőhelykategóriák váltakozása, a mozaikos tájszerkezet tovább emeli a mintaterületnek választott ártér ökológiai, természetvédelmi értékét. Meg kell

jegyezni viszont azt is, hogy a mintaterület egyes részein – elsősorban a mélyebb fekvésű térrészeken (sarlólapos, ártéri lapály) – természetvédelmi problémát jelent az olyan invazív fajok megjelenése, mint pl. a gyalog akác.

A felszínborítási kategóriákat a geomorfológiai formák tekintetében vizsgálva megállapítható, hogy az egyes kategóriák szorosan kötődnek az ártéri formakincs egy-egy típusához (7. táblázat).

7. táblázat: A geomorfológiai egységek felszínborításának %-os megoszlása

Megnevezés	Sarlólapos- övezet és egykori sorozat	Jelenkori és egykori folyóhát	Elhagyott folyómeder	Morotva	Ártéri lapály	Forma- mentes ártéri sík	Nyírségi eolikus homok- felszín	Fok és csatorna	Összes terület	Megoszlás
Művelt területek	17,04	62,07	2,05	-	0,01	14,65	80,93	14,75	982 ha	24,07%
ebből szántóföldek	17,04	61,17	2,05	-	0,01	11,19	7,08	14,75	631 ha	15,46%
ebből szántóföldek fasorokkal	0,01	0,90	-	-	-	3,46	73,85	-	351 ha	8,60%
Füves területek	27,83	2,60	2,86	0,04	3,85	35,64	0,55	13,21	876 ha	21,47%
ebből gyepterület	12,67	0,42	2,86	0,04	3,85	11,45	-	5,18	327 ha	8,02%
ebből gyepterület fákkal	15,16	2,19	-	-	-	24,20	0,55	8,03	549 ha	13,45%
Erdős területek	34,27	29,89	8,06	1,57	-	22,65	7,23	29,32	897 ha	21,99%
Vizenyős területek	19,94	2,38	87,04	34,90	96,13	26,95	11,30	28,69	913 ha	22,38%
Állandó vízfelületek	0,10	-	-	63,49	-	0,12	-	14,04	390 ha	9,57%
Egyéb területek	0,82	3,06	-	-	-	-	-	-	21 ha	0,52%

Az egykori és jelenkori folyóhátak felszínén – nem meglepő módon, a magasabb fekvésnek köszönhetően – a művelt területek, ezek közül is az összefüggő szántóföldek, vannak a legnagyobb %-ban jelen (62,07%). Emellett jelentős az erdős területek aránya is (29,89%), amelynek egy része a Tiszát követő partmenti fás társulás a maga változatos élőhelyközösségével. E két fő kategória teszi ki a folyóhátak felszínborításának közel 92%-át. A nyírségi eolikus homokfelszín tekintetében is egyértelműen a művelt területek dominálnak (80,93%), annyi különbséggel, hogy itt jelentős részüket már erdősávok, fasorok választják el egymástól, amely így kissé kedvezőbb élőhelyi feltételeket teremt az ártér eme részén az összefüggő szántóföldi kultúrákkal szemben. Felszínükön szintén megtalálhatók még az erdős területek (7,53%) és a vizenyős térrészek (11,30%) is.

A Tisza állandó víztükre mellett a Nagy-Morotva-tó közel 100 ha-os felülete járul még hozzá az ártér viszonylag magas állandó vízfelületéhez. A Sulymos-tó, illetve a Kis-Morotva –az ártéren található morotvák – szinte teljes területükkel a vizes élőhelyek számát és sokszínűségét gazdagítják. A fokokra és csatornákra jellemző, hogy a legtöbb felszínborítási főkategória – kivéve egyéb területek – megtalálható rajtuk. A folyóhátakat átszelő fokok a környező területhasználatnak megfelelően jellemzően szántóföldi művelés alatt állnak, és csak egy-egy árvíz alkalmával működnek úgy, mint „vizes árkok”. Az ártéri formák között található fokok pedig mélyebb, fás, füves, vizenyős területekként vannak jelen. A csatornákat pedig gyakran fasorok, erdősávok kísérik, amelyek az ortofotón az interpretáció során kitakarták a vízfelületüket, így az erdős területek kategóriájába kerültek, a terepmodellen viszont jól azonosítható volt a nyomvonaluk.

Az ártéri lapályok mondhatni teljes területükkel (96,13%) a vizes élőhelyeket gyarapítják, csak minimális részükön (3,85%) található gyepterület. Az elhagyott folyómedrek szintén, mint az ártér mélyfekvésű részei, 87,04%-ban a vizenyős

területekhez tartoznak. Felszínükön viszont már megjelennek egyéb felszínborítások, az erdős területek (8,06%), a gyepterületek (2,86%), illetve egy minimális részen a szántó (2,05%) is.



a Készítette: Dr. Szabó József (2015.09.08.)



b Készítette: Kanyok Gergő (2015.09.08.)



c Készítette: Dr. Szabó József (2015.09.08.)



d Készítette: Kanyok Gergő (2015.09.08.)



e Készítette: Szabó Lóránd (2015.08.28.)



f Saját készítés (2016.09.28.)



g Készítette: Szabó Lóránd (2015.08.28.)



h Saját készítés (2017.03.04.)



j Készítette: Szabó Lóránd (2015.08.28.)



k Saját készítés (2016.09.28.)

19. ábra: Az ártér élőhelyeinek változatossága

(a) a Tisza Tiszanagyfaluánál folyóparti ligeterdővel; (b) a Nagy-Morotva-tó vizes élőhelye; (c) egy sarlólapos sásos növényzete; (d) kaszált, ligetes fás sarlólapos övzátóny sorozatok; (e) nádas élőhely füzekkel; (f) legeltetett, ligetes fás ártér rész, háttérben nádassal és erdősávval; (g) az egyik ártéri lapály sűrű növényzete száraz, illetve (h) vizes állapotban; (j) kaszált, füves sarlólapos és övzátóny formák háttérben fehér nyár ültetvényel; (k) invazív gyalog akác és sűrű füzes egy sarlólapos mederben

A mintaterületnek választott ártér két legnagyobb területtel rendelkező geomorfológiai egysége, a formamentes ártéri sík, illetve a sarlólapos és övzátóny rendszerek változatos felszínborítással jellemezhetők. Az előző legnagyobb összefüggő területi hányaddal az ártér déli, az utóbbi pedig az északi részén található.

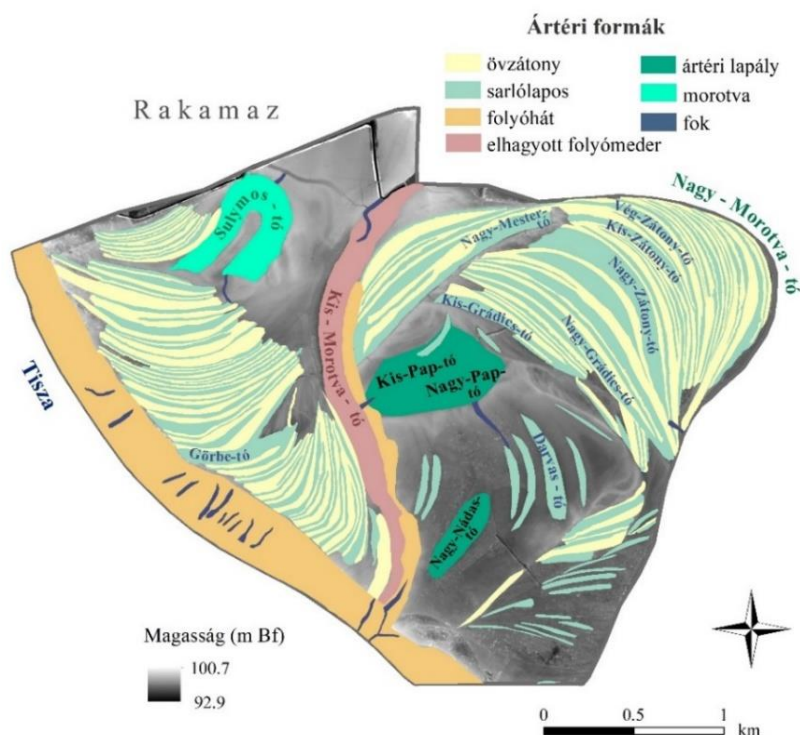
A formamentes ártéri síkot leginkább füves területek borítják, ezek közül is elsősorban a természetesebb élőhelyeket kínáló fás ligetes gyepek vannak jelen (35,64%). Ezen kívül magas a vizenyős (26,95%), illetve az erdős területek (22,65%) aránya is. A területének 14,65%-át pedig szántóföldi kultúrák foglalják el.

A sarlólapos és övzátóny rendszereken az erdős területek aránya a legnagyobb (34,27%), amelyek elsősorban a Tisza futásvonala mentén lévő, jelenleg is épülő formák felszínére jellemzők. A füves (27,83%) és vizenyős területek (19,94%) is viszonylag nagy %-ban vannak jelen, együttes területük a sarlólapos és övzátóny formák közel felét, 47,77%-át borítja, amely legnagyobb részt a rakamazi mintaterületen található formaelemek felszínét takarja. Az említett három kategória – erdős, füves és vizenyős területek – természetességét illetően elmondható, hogy változatos élőhelytípusok jellemzők rájuk, melyek mozaikos elhelyezkedésükkel még tovább emelik az ártéri élővilág sokszínűségét. A sarlólapos és övzátóny

formáknak 17,04%-án szántóföldi művelést is folytatnak, amelyek leginkább a Tisza mentén, a mintaterület középső részére koncentrálnak. A szántóként való hasznosításnak amellet, hogy természetvédelmi és ökológiai szempontból kedvezőtlen, megvan az a veszélye is, hogy előbb vagy utóbb elsimítja a sarlólapos és övzátó formák jellegzetes konvex és konkáv alakját is.

4.1.3. A rakamazi ártér vízborítottságának változása

A rakamazi ártérre elkészített geomorfológiai térkép alapján összesen 105 db övzátó, 127 db sarlólapost azonosítottam. A sarlólaposok sok esetben sűrűbb növényzettel rendelkeznek és vízborított, vizenyős térszínek is találhatóak rajtuk (az azonosított 127 db forma közül 10 esetben volt vizes folt felszínükön). A rakamazi ártér formakincsét 20 db részben természetes, részben mesterséges fok, 2 db folyóhát (melyből az egyik aktív, a másik inaktív forma), 2 db ártéri lapály, 1 db elhagyott meder, 1 db morotva is színesítette (20. ábra). A formákra változatos élőhelytípusok jellemzők, melyek mozaikos elhelyezkedésükkel még tovább emelik az ártéri élővilág sokszínűségét. A morotva, az elhagyott meder, az ártéri lapályok, illetve egyes sarlólaposok vizes élőhelyek, nyílt víztükörrel, mocsaras, lápos részekkel, melyek jelentős ökológiai és természetvédelmi értéket képviselnek. A folyó és az ártere közötti kétirányú kapcsolat a sokszínű élővilág fenntartója, a természeti viszonyok stabilizálója. Egyes élőhelytípusok fennmaradását az időről-időre visszatérő áradások segítik.



20. ábra: A rakamazi ártér geomorfológiai formái

A mintaterületet 2017 február 12-én egy II. fokú készütségi szintű árvíz érte el, amely 2 nap alatt le is vonult a Tiszán. Az ártér vízborítottságát emellett a tavaszi hóolvadásból visszamaradt belvízfoltok is gyarapították.

A márciusi terepi kiszállások során a rakamazi ártér (21. és 22. ábra), Nagy-Morotva-tó és a Kis-Morotva-tó elhagyott meder közötti rész, vízborítottságát tekintve a következő főbb megállapítások tehetők:

1. Az ártéri lapályok teljes területe víz alatt volt, a növényzeti borítás – elsősorban nád – miatt viszont nem mindig volt egyértelműen látható a szabad vízfelület (21. ábra).
2. Azok a sarlólaposoknak, amelyek az egyéb időszakokban egyébként szárazulatok, most jelentős részük víz alatt volt és nyílt víztükör borította (22. ábra).
3. A mélyebb, egyébként is pangó vizes foltokkal bíró sarlólaposok vízkészlete is jelentősen gyarapodott, viszont a jelen lévő víznövényzet, a sás és a nádas szintén nehezítette a vízfelület észlelését.
4. Az ártér mélyebb fekvésű részein található övzátányok felszínét (21. és 46b ábra) szintén víz borította.
5. Az ártéren lévő vízmozgást segítő árkok nem megfelelően funkcionáltak.

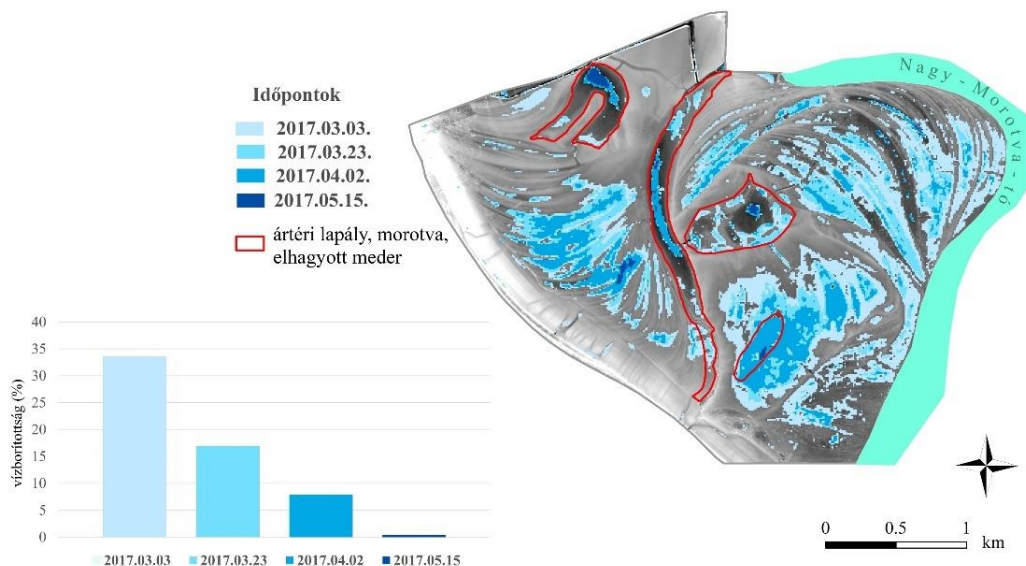


21. ábra: A rakamazi ártér hóolvadás és árhullám után drónfelvételtől 2017 tavaszán
A drónfelvételt készítette: Dr. Tóth Csaba (2017.03.17.)



22. ábra: Terepi felvétel övzátony és sarlólapos formákról a hóolvadás és árvíz után 2017 tavaszán
Saját felvételek (2017.03.04.)

A Sentinel-2-es műholdak észlelési adatai betekintést nyújtottak az ártér és a felszínformák vízborítottságának változásába. A vizsgált időszakban (2017.03.03. - 2017.05.15.) a felvételeket elemezve az ártér vízfelületének egyenletes csökkenése figyelhető meg. A március 3-án készült felvétel időpontjában az ártér egyharmadát borította víz (körülbelül 273 ha), amely az azt követő 20 nap alatt – a március 23-ai felvétel idejére – felére zsugorodott, majd április elejére újra megfeleződött. A májusi észlelés időpontjában az ártér visszaállt „normál, száraz állapotába”, amikor ugyanis már csak azokban a formaelemekben voltak vizes foltok, amelyek a legmélyebben fekvőként a talajvíztükör közelsége révén egyébként is egész évben lápos, mocsaras, pangó vizes térszínek (23. ábra). Ez körülbelül 3 ha területet érintett, amely az ártér 0,4%-a.

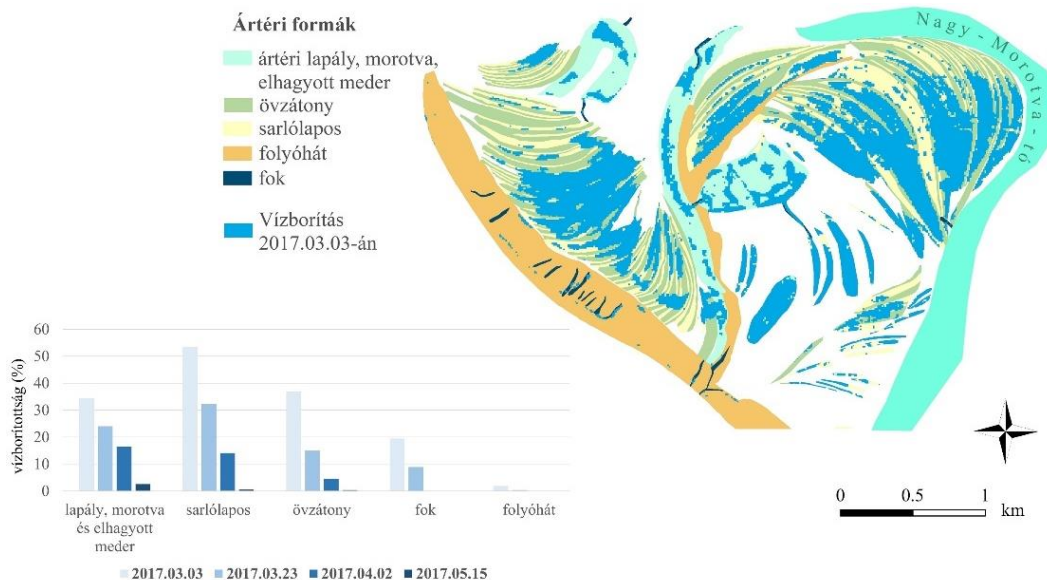


23. ábra: A rakamazi ártér vízborításának változása 2017 tavaszán Sentinel-2 felvételek alapján

A formákat tekintve a sarlólaposok területeinek több mint felét (53,4%) fedte víz az első időpontban, amely április elejére 14,1%-ra húzódott vissza. A májusi észlelés adatai alapján a sarlólaposok 0,5%-án maradt meg a vízborítás. Az övzátonyok esetében, konvex formájuk ellenére, de az egyes formák relatíve alacsonyabb ártéri fekvésüknek köszönhetően, a vízborítás területük több mint egyharmadát (36,9%) érintette a március 3-ai időpontban. Áprilisa ez az arány 4,5%-ra zsugorodott össze.

Az ártér formái közül az ártéri lapályok, a morotva (Sulymos-tó, Kis-Morotva-tó) és az elhagyott meder mutatnak a legnagyobb stabilitást a vízborítottságban, ami nem meglepetés, hiszen a legmélyebb térrészekről van szó. A márciusi észlelések során 34,4%, majd 24,0%-ukat fedte víz, amely áprilisa 16,5%-ra csökkent. Május közepén ez a szám 2,6% volt, amely körülbelül 2 ha területet jelent. Azt azonban meg kell jegyezni, hogy ezeknél a vízenyős területeknél (a 41. ábrán piros szegéllyel jelölve), amelyek lápokkal, mocsarakkal tarkítottak, az állandó vízinövényzet, nádas jelenléte miatt, az NDWI index nem alkalmas a pontos vízborítás bemutatására.

A fokok közül elsősorban a formákat összekötő mesterségesen kialakítottak voltak vízzel telítettek, a Tisza melletti folyóhátat átszelők pedig viszonylag „szárazabbak”. A márciusi felvételeken még egy minimális területen a Tisza mellett húzódó folyóhátan is található vízfelület, amely a háton lévő mélyedésekben a talaj telítettsége miatt megrekedt és visszamaradt víz (24. ábra).



24. ábra: A rakamazi ártér felszínformáinak vízborítása és változása 2017 tavaszán Sentinel-2 felvételek alapján

Összességében elmondható, hogy a Sentinel-2-es felvételek jó lehetőséget adtak a meder-ártér oldalirányú kapcsolatrendszerének vizsgálatára, a vízfelület-változás nyomon követésével. Az NDWI index segítségével láthatóvá vált, hogy az ártér mely részeinek vízfelülete kapcsolódott – vagy éppen nem kapcsolódott –

hosszasabban össze az áradást/hóolvadást követően, illetve, hogy mely ártéri formák voltak tartósabban vízzel borítottak. Azt azonban meg kell jegyezni, hogy a Sentinel-2 felvételek a 10 méteres felbontásuk miatt arra nem alkalmasak, hogy a kisebb formák vízborításváltozásáról vagy például a fokok vagy vízelvezető árkok megfelelő működéséről pontos képet adjanak.

4.2. A sarlólapos és övzátóny formaelemek jellemzői

4.2.1. A rakamazi ártér sarlólapos és övzátóny formái a terepi bejárások során

A Morotvaköz sarlólapos és övzátóny sorainak morfológiáját, vízborítottságát, növényzetét tekintve (25. ábra), a terepi bejárások során, illetve a digitális terepmodellt vizsgálva a következő megállapítások tehetők.

Az övzátónyok és sarlólaposok együttesét tekintve:

1. Az ártéren a magasságkülönbségekből adódó eltérő vízállás miatt a növényzet a legtöbb esetben markánsan elkülönül a két formánál (25a ábra), megkönnyítve azok azonosítását.
2. Azokon a területrészekon, ahol kaszálást végeznek (25b,c,d ábra), a formák alaktani sajátosságai jól kirajzolódnak mind a terepen, mind a terepmodellen.
3. Vannak azonban az ártérnek olyan része is, ahol egyformán sűrű növényzet borítja a két formaelem felszínét (25e ábra). Itt a terepi bejárások során a formahatárokat nem lehet pontosan azonosítani. Ezekben az esetekben a LiDAR felvételezésnél is az a probléma, hogy kevesebb lézernyaláb éri el a talaj felszínét és sokszor a növényzetről tér vissza az utolsó visszaérkező jel, amelyet a szoftveres osztályozás tévesen mégis talajpontként osztályoz. Mindez rontja a DTM pontosságát, a formák azonosíthatóságát viszont – legalábbis a vizuális interpretáció módszerével – jelentősen nem zavarja.
4. Kaszálás esetén a lekaszált, a renden lévő és a bálázott növényzet (25b ábra) szintén okozhat problémát, ha a LiDAR adatfelvételezés során a területen van, és a lézernyaláb a báláról tér vissza.

A sarlólaposokat tekintve:

5. A zombékoló sások jelenléte szintén befolyásolja a DTM pontosságát, mivel pár méteren belül több, 20-30 cm-es kiemelkedést okoznak (25f ábra), amelyek megnehezítik a talajpontok osztályozását.
6. A legeltetett területeken pedig a szarvasmarhák csapásai a vizenyősebb térrészekon visszamaradnak, 10-15 cm-es mélyedéseket okozva (25g ábra), amely szintén nehezíti a talajpontok osztályozását.
7. Néhány formánál áthatolhatatlan növényzet található (25h ábra), akár pangóvízes foltokkal. A sűrű vegetáció akadályozza a lézer talajszintig történő lehatolását, a vízről pedig, nincs visszaérkező jel, így a terepmodell ezeken a részekon nem tudja a valós talajfelszín visszatükrözni.



a



b



c



d



e



f



g

h

25. ábra: A rakamazi ártér sarlólapos-övezet sorozatának sajátosságai

(a, b, c) kaszált, ligetes, fás formák; (d) kaszált, füves formák; (e) nádassal borított formák; (f) zombékoló sások egy sarlólapos mederben; (g) legeltetés miatti taposás; (h) sűrű növényzet egy sarlólaposban
Saját felvételek (2016.09.28.)

4.2.2. A két forma sajátosságai a LiDAR pontfelhő és a DTM jellemzők alapján

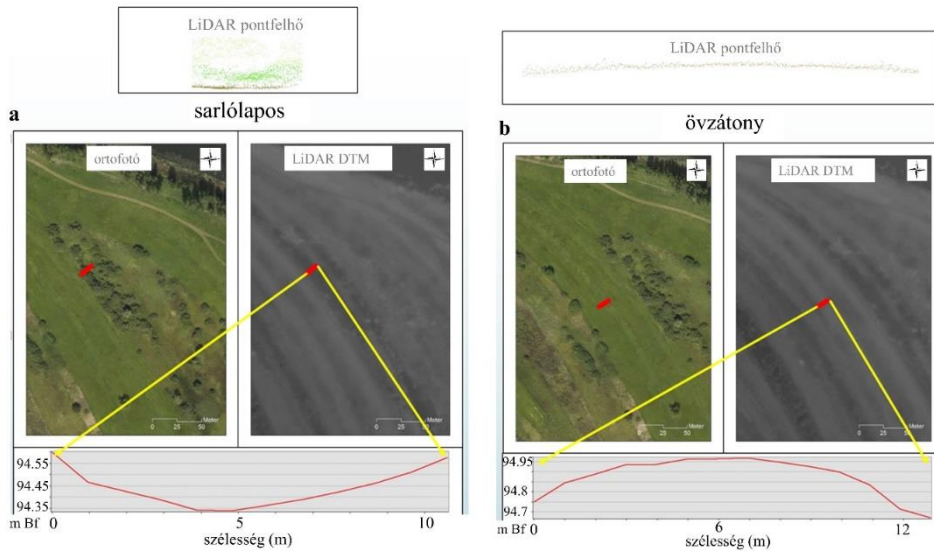
A pontfelhő elemzése rámutatott, hogy az ártéren a LiDAR pontok sűrűsége a tervezett 4 pont/m² helyett – a többszörös visszaverődés és az átfedő repülési sávok következtében – 9,94 pont/m² volt, melyből a talajpontok száma elérte a 4,96 pont/m²-t. A két forma tekintetében pedig az övezetynövényeknél az összes pont, illetve talajpontok tekintetében magasabb pontsűrűség volt tapasztalható, mint a sarlólaposoknál. A vegetációs pontok esetében viszont más volt a helyzet, a sarlólapos esetében mind az alacsony, mind a közepes vegetációs pontok száma az övezetynövények pontsűrűségét meghaladó volt (8. táblázat).

Az NDVI réteget is bevonva a vizsgálatba láthatóvá vált, hogy a sarlólaposoknál azokon a részekon, ahol az NDVI < -0,3 volt alacsonyabb pontsűrűség volt tapasztalható, 2,68 pont/m², míg azokon a részekon, ahol az NDVI > -0,3 értéket vett fel, ott magasabb, 3,77 pont/m². Mind ez a vízfelület jelenlétét támasztja alá, ugyanis a víz elnyeli és szórja a kibocsátott lézerek sugarát, így ezekről a részekről nincs visszaérkező jel és alacsonyabb lesz a pontok sűrűsége. Ezekon a vizenyős részekon megjelenő sűrűbb alacsony és közepes vegetáció miatt is kevesebb lesz a talajt elérő és onnan visszatérő lézerjelek száma.

8. táblázat: A rakamazi ártér LiDAR pontfelhő összes és sarlólapos-övezátony formánkénti pontjainak száma

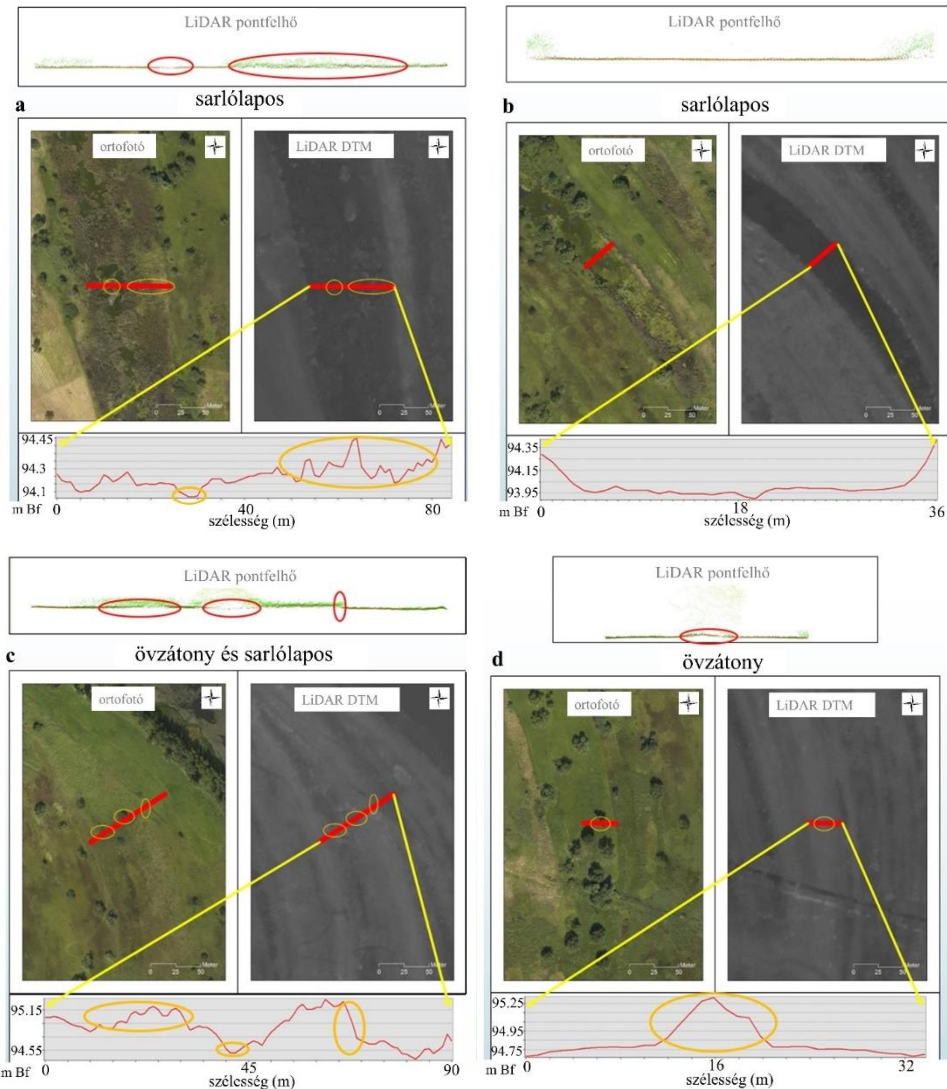
LiDAR pontok	Rakamazi ártér összesen		Övezátony		Sarlólapos	
	darab	pont/m ²	darab	pont/m ²	darab	pont/m ²
összes visszatért pont	93 839 032	9,94	16 179 966	9,82	16 705 014	9,51
talajpontok	46 901 456	4,96	9 676 940	5,88	8 629 469	4,91
hiányzó talajpontok %-a m ² -ként		11,5		6,8		10,2
alacsony vegetációs pontok (0-0,5 m)	14 232 174	1,50	2 787 820	1,69	3 407 885	1,94
közepes vegetációs pontok (0,51-1,50 m)	12 072 124	1,28	1 121 205	0,68	2 046 105	1,16
magas vegetációs pontok (1,51 m<)	20 618 516	2,18	2 591 643	1,57	2 617 142	1,49

A pontfelhőn és az interpolált terepmodell felületén készült keresztmetszvényeken szintén nyomon követhetők a két forma fent említett sajátosságai. Abban az esetben, amikor a lézernyaláb zavartalanul érheti el a talajszintet a keresztmetszvényekben szépen visszatükröződik a sarlólapos és övezátony formák jellemző konvex és konkáv alakja (26. ábra). Amikor viszont a vízfelület és a vegetáció sajátosságai közbeszólnak a két forma morfológiai sajátosságai esetében eltérő problémák jelentkezhetnek az interpolált felületen (27. ábra).



26. ábra: A sarlólapos és övezátony formák jellemző keresztmetszvényei „ideális” esetben

(a) a sarlólapos konkáv; (b) az övezátony konvex alakja



27. ábra: A növényzet és a vízborítás hatása a sarrólapos és övzátóy formák interpolált felszínére

(a) a sűrű vegetáció és vízfelszín miatt a domborzatmodell „érdes” lesz; (b) ha csak vízfelület és vízi vegetáció található a sarrólapos formában az interpoláció sima felszínt eredményez; (c) a sűrű növényzet mindkét forma felszínét „érdessé” teheti; (d) a fák lombkoronája miatt egy „megemeltebb” interpolált felületet kaphatunk

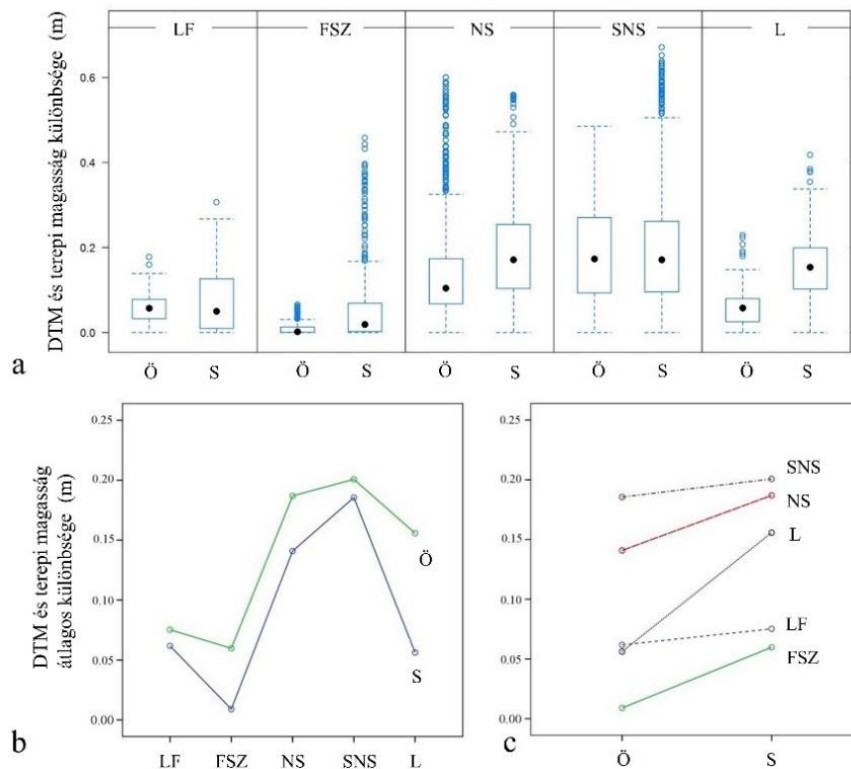
A keresztmetszvényeket elemezve a következő megállapítások tehetők:

1. A vízfelület és a sűrű, változatos növényzet a sarrólaposok esetében sokszor okozza az interpolált felszín „érdességét” (27a ábra).
2. Ha egy területen csak vízfelület vagy összefüggő vízi növényzet található – ami a sarrólapos formaelemeknél fordul elő – az interpoláció simább felszínt eredményez (27b ábra).

3. A sarlólapos és övzátóny formáknál egyaránt jelentkezhet, hogy a sűrű növényzet „érdessé” teszi az interpolált terepmodell felületét (27c ábra).
4. A fák lombkoronája miatt egy „megemeltebb” interpolált felületet kaphatunk, amely mind a sarlólapos, mind az övzátóny formák esetében előfordulhat (27d ábra).

4.2.3. A LiDAR DTM és a valós felszín közötti eltérések a két forma esetében különböző növényzeti borítottság esetén

A terepfelmérés alapján készített keresztmetszvények szerint az övzátónyok relatív magassága $0,25 \pm 0,10$ m, a sarlólaposok relatív mélysége pedig $0,24 \pm 0,12$ m volt. Az átlagos hiba – vagyis a LiDAR DTM és a vizsgált magasság közötti különbség – $0,15 \pm 0,12$ m (maximum 0,67 m) volt, ami az ártéri formák relatív magasságainak körülbelül 60%-a. Az övzátónyok és a sarlólaposok magassághibái általában hasonlóak voltak (0,12 és 0,13 m), de a vegetáció tekintetében szignifikáns különbségek voltak tapasztalhatók (28a ábra).



(Ö: övzátóny, S: sarlólapos; (LF) letisztított, füves, (NS) nádas és sásos, (SNS) sűrű nádas és sásos, (L) ligetes fás, (FSZ) füves területek szénabálakkal)

28. ábra: A LiDAR DTM és a terepen mért magasságok közötti különbségek (a) növényzeti típusonként a sarlólapos és övzátóny formák esetében; és a közöttük lévő kölcsönhatások (b) formánként és (c) növényzeti típusonként

A faktoriális ANOVA modell statisztikailag szignifikáns ($p < 0,001$) főhatásokat azonosított mind az ártéri formák és vegetációs típusok, mind azok kölcsönhatása szempontjából (28b,c ábra). A vegetációs típus hatása $\eta_{\text{partial}}=0,21$ volt; az ártéri formák hatása gyenge volt ($\eta_{\text{partial}}=0,03$); kölcsönhatásuk szintén gyenge volt ($\eta_{\text{partial}}=0,02$) és csak a ligetes fás és letisztított területek találkozása okozta (28c ábra).

Összességében elmondható, hogy figyelembe véve a lehetséges befolyásoló tényezőket, a sarlólaposok esetében hétféle hiba fordulhat elő:

1. A sarlólaposban vízfelszín található, amely elnyeli a lézersugarat, és az interpoláció ellapítja a konkáv keresztmetszetet.
2. A sarlólapos vízzel van feltöltve, melyet vízi növényzet borít, és a vízi növényzet felszínét tekinti talajnak az osztályozó algoritmus.
3. A sarlólapost sűrű növényzet borítja (az utolsó talajmagasság érték nem reprezentatív), ami egyenletlenné teszi a felszínt, akár 60%-os torzítást is okozva a sarlólaposok relatív magasságkülönbségeinél (28. ábra).
4. A víz és a vízinnövényzet egyaránt hatással van a lézer visszaverődésére, és így a litorális zónák és a mélyebb területek is deformálják a valós alakot.
5. A sarlólapos száraz állapotban van és a vegetációt lekaszálták, de a területről még nincs elszállítva, letakarítva (ez szintén rontja a DTM pontosságát, és az interpoláció hamis felületet eredményezhet, 3 féle módon: *a* kaszált szőnyegrendek, *b* sodrott rendek bálázás előtt, *c* hengerbálák).
6. A sarlólapos száraz állapotban van, viszont a zombékoló sások és/vagy a legelő szarvasmarhák taposása érdessé teszik a felszínt.
7. A fák lombkoronája egy „megemeltebb” interpolált felületet eredményez az osztályozási tévedések miatt.

A sarlólaposnál az egyetlen olyan eset, amikor a forma valós konkáv alakja visszatükröződik, amikor száraz állapotban van, a vegetációt lekaszálták és elszállították, valamint zombékoló sások, állatsapások nincsenek a felületén.

Az övzátányok esetében viszont, mivel a vízborítás időtartama kisebb, csak a vegetáció a befolyásoló tényező, amely torzítja az eredményt. Esetükben 3 féle hiba okoz problémát a pontfelhő és a DTM sajátságoknál:

8. A sűrű növényzet.
9. A fák lombkoronája egy „megemeltebb” interpolált felületet eredményez az osztályozási tévedések miatt.
10. A lekaszált és le nem takarított növényzet okoz problémát.

4.3. Az ártér LiDAR alapú digitális terepmodelljének előállítás

4.3.1. A pontfelhő zajszerűsége és a talajpontok osztályozása

A zajszerűsége eredményeképp a pontfelhő pontjainak száma 10,1 millió darabról 8,7 millióra csökkent (9. táblázat). Az eredeti, zajszerűsége nélküli pontfelhő referencia pontokban mért pontossága mindkét zajszerűt állományétól alacsonyabb volt.

9. táblázat: A LiDAR pontfelhő zajsűrés utáni pontjainak száma és a pontosság

Zajsűrés módszere	Pontok száma	Pontosság (<i>átlag ± szórás; m</i>)
Eredeti pontfelhő	10 120 880	-0,15 ± 0,17
Felszíni távolság alapú szűrés izolált pontok kizárásával	8 718 994	-0,13 ± 0,15
Szomszédos távolság alapú szűrés	10 073 485	-0,12 ± 0,15

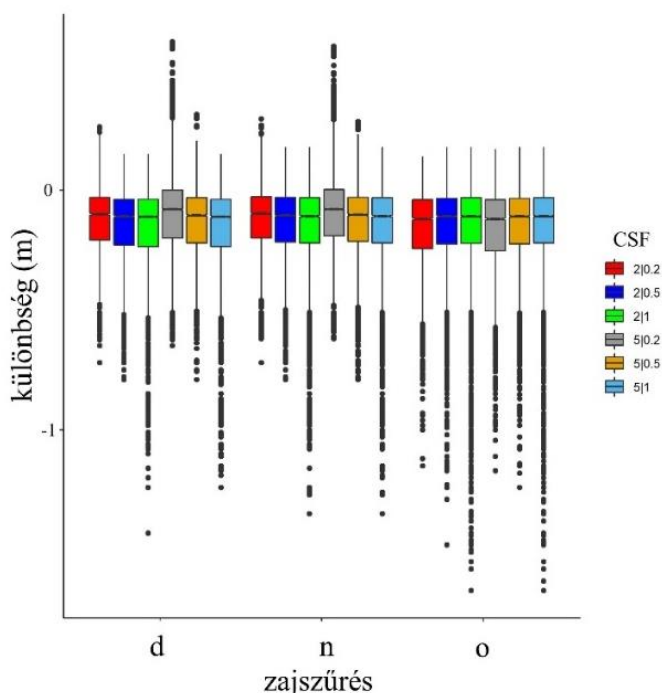
A CSF szűrő eltérő beállításai széles skálán mozgó talajpont darabszámot – 8,3-3,7 millió db pont között – eredményeztek (10. táblázat), az egyes modellek között nagy különbség volt. A pontok száma közepesen korrelált a pontossággal ($r=-0,65$, $p<0,05$), a kevesebb pontot tartalmazó modellek közelebb álltak a referencia pontok értékeihez. A terepen mért értékekhez képest a legkisebb eltérésű modell a szomszédos távolság alapú eljárással szűrt, és a nagyobb szövet felbontás (5), illetve kisebb osztályozási küszöbérték (0,2) CSF paramétereket használó volt. A modellek és a referencia pontok közötti eltérések általában nem voltak jelentősek – 0,088-0,158 m –, a szórás viszont magas volt, 0,13-0,18 m, tehát akár 100%-ot meghaladó relatív szórás is előfordult.

10. táblázat: A talajpontosztályozás pontossága a zajsűrők és az eltérő CSF beállítások esetében

Zajsűrés módszere	CSF beállítás (CS; Thd)	Pontok száma	Pontosság (<i>m</i>)	
			átlag	szórás
d	2; 1	6 943 468	-0,152	0,18
d	2; 0,2	5 199 607	-0,125	0,14
d	2; 0,5	6 375 149	-0,142	0,15
d	5; 1	6 875 994	-0,151	0,18
d	5; 0,2	3 720 552	-0,095	0,17
d	5; 0,5	5 905 299	-0,134	0,15
n	2; 1	8 050 253	-0,145	0,17
n	2; 0,2	5 958 207	-0,119	0,14
n	2; 0,5	7 395 394	-0,136	0,15
n	5; 1	7 971 242	-0,144	0,17
n	5; 0,2	4 246 638	-0,088	0,17
n	5; 0,5	6 842 756	-0,132	0,15
o	2; 1	8 293 970	-0,150	0,19
o	2; 0,2	6 999 426	-0,153	0,17
o	2; 0,5	7 837 259	-0,147	0,17
o	5; 1	8 287 750	-0,149	0,19
o	5; 0,2	6 729 067	-0,158	0,17
o	5; 0,5	7 781 547	-0,146	0,17

(o: eredeti pontfelhő; d: felszíni távolság alapú szűrés izolált pontok kizárásával; n: szomszédos távolság alapú szűrés; CS: szövet felbontás; Thd: osztályozási küszöbérték; félkövérrel kiemelve a legpontosabb modell)

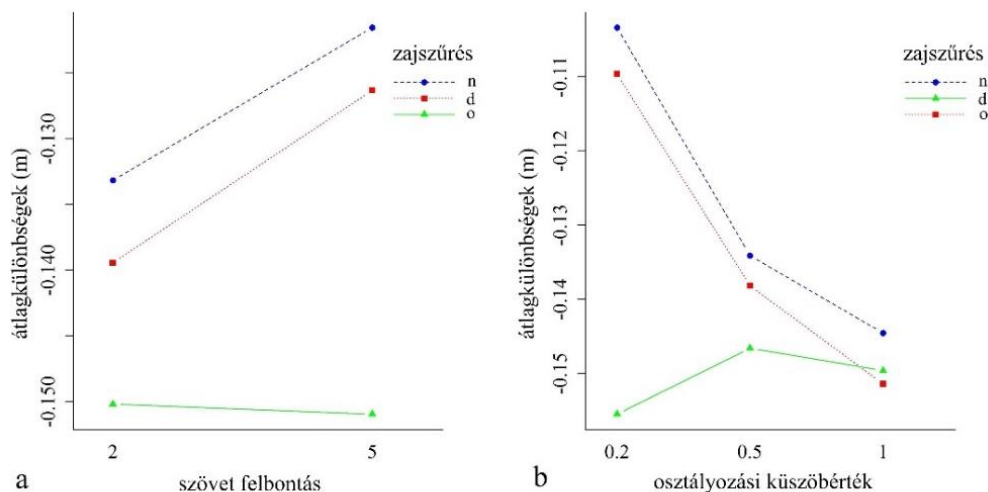
A Welch teszt alapján a zajszűréssel készült modellek és az eredeti pontfelhő között szignifikáns különbség volt ($F=194,1$; $df=7,18 \times 10^{-4}$; $p<0,001$). Elemeztük továbbá a CSF beállítások (a szövet felbontás és az osztályozási küszöbérték) hatását (29. ábra), ami megerősítette korábbi, 10. táblázat alapján tett megállapításainkat: a legkisebb eltérés a zajszűrt, az 5-ös szövet felbontást és a 0,2-es osztályozási küszöbértéket használó modell esetében volt ($-0,088$ m). Ugyanezek a paraméterek a legnagyobb hibákat eredményezték (átlagban $-0,12$ m) az eredeti, szűrés nélküli pontfelhőn elvégezve.



(o: eredeti pontfelhő; d: felszíni távolság alapú szűrés izolált pontok kizárásával; n: szomszédos távolság alapú szűrés; CSF beállítások: szövet felbontás | küszöbérték)

29. ábra: A referencia pontok és a modellezett értékek közötti különbségek a különböző zajszűrők és az eltérő CSF beállítások esetén

A kétutas faktoriális ANOVA rámutatott a zajszűrés és CSF beállítások vizsgálatának fontosságára (30. ábra). Az eredmények megerősítették a 29. ábrán látottakat, hogy mind a zajszűrés, mind az eltérő CSF beállítások használata szignifikáns hatással van a modellezett értékekre. Tehát szignifikáns főhatásokat mutattunk ki a zajszűrésre ($Q=147,8$; $p<0,001$), a szövet felbontásra ($Q=19,65$; $p<0,001$), és a közöttük lévő (statisztikai értelemben vett) kölcsönhatásra ($Q=17,82$; $p<0,001$). Hasonlóan a modell osztályozási küszöbértékénél a főhatás szignifikáns volt (zajszűrésre $Q=149,1$; $p<0,001$; és a küszöbértékre $Q=87,67$; $p<0,001$), valamint szintén szignifikáns volt a zajszűrés és a küszöbérték közötti kölcsönhatás ($Q=231,3$; $p<0,001$).



(o: eredeti pontfelhő; d: felszíni távolság alapú szűrés izolált pontok kizárásával; n: szomszédos távolság alapú szűrés)

30. ábra: A szövet felbontások (a) és az osztályozási küszöbértékek (b) közötti átlagos különbségek a zajsűrő eljárások szerint

Korábbi kutatásokban rámutattak arra, hogy az előfeldolgozás során alkalmazott zajsűrés általában pontosabb DTM-et eredményezett (Pirotti és Tarolli 2010; Parrot és Ramirez Núñez 2016; Yilmaz és Uysal 2016; Zhang et al. 2016; Hu et al. 2019), azonban volt erre ellenpélda is, amikor a zajsűréssel csökkent a modell pontossága (Jones et al. 2007). A vizsgálatunk alaphipotézise az volt, hogy a pontfelhő zajsűrésével pontosabb modell állítható elő. Az elemzések során rámutattunk, hogy a különböző zajsűrő eljárások szignifikáns hatással lehetnek a pontfelhő állományra. Bár a felszíni távolság alapú szűrés, amely az izolált pontok (pl. olyan pontok törlése, amelyek nincsenek más pontokkal kapcsolatban) eltávolítására is lehetőséget nyújt, hatásos eljárásnak tűnt, mégis ebben az ártéri környezetben a szomszédos távolság alapú szűrés szolgáltatta a talajpontok osztályozásához a legjobb bemeneti állományt. A vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a zajsűrés egy fontos kezdeti lépése volt a pontfelhő feldolgozásának és hogy mindkét eljárással pontosabb modell állt elő, mint az eredeti pontfelhő volt. A szűrésre alkalmazott két módszer között a különbség az volt, hogy a felszíni távolság alapú szűrő nem csak a kiugró pontokat, hanem túl sok talajpontot is eltávolított. Mindazonáltal a két zajsűrő eljárás között nem volt jelentős különbség, átlagosan 0,01 m (9. táblázat). A kapott eredmények összhangban vannak (Chen et al. 2017) javaslataival, mely szerint egy ilyen közel síkvidéki környezetben a statisztikai alapú zajsűrők alkalmazása hatásos eszköz lehet a kiugró pontok eltávolítására.

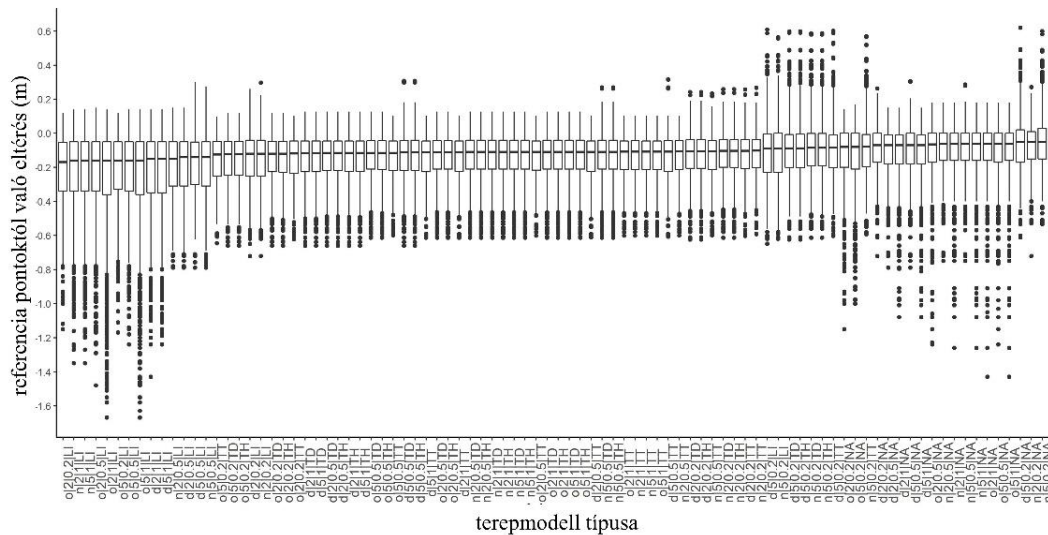
A CSF módszernek – mint ahogy azt korábban, a módszertani résznél bemutattam – két fontos beállítható paramétere van. Az egyik a szövet felbontása, a másik a küszöbérték. A szövetfelbontás a pontsűrűséggel van kapcsolatban, amely a mintaterület esetében 4 pont/m² volt, ráadásul a többszörös visszaverődés miatt akár

a 10 pont/m²-t is elérhette (Szabó et al. 2017). Ennek megfelelően a finomabb szövetfelbontás használata indokoltabb lett volna, ugyanis az algoritmust fejlesztő ajánlása a ponttávolság egyharmada (<http://ramm.bnu.edu.cn>). A 2 és 5 m-es beállítás közötti átlagos különbség szerint viszont az 5 m-es szövetfelbontás 0,012 m-rel jobbnak bizonyult a szomszédos távolság alapú szűrő eljárásnál (29. ábra). Elmondható tehát, hogy az 5 m-es szövetfelbontással pontosabb modellt kaptunk, mint a 2 m-es felbontással; mivel valószínűleg nagyobb felbontással (nagyobb kernel ablak használatával) a pontfelhő pontjai között több olyan kapcsolódó pont van, ahol az algoritmus validálni tudja a beállított értéket. A másik beállítható CSF paraméter az osztályozási küszöbérték, ahol a fejlesztő által javasolt beállítás 0,5 volt, a mi esetünkben azonban a kisebb, 0,2-es küszöbérték használata bizonyult pontosabbnak.

Összességében elmondható, hogy a pontfelhő előfeldolgozása során megerősítettük – (Anderson et al. 2005; Pirotti és Tarolli 2010; Yilmaz és Uysal 2016) megállapításaikkal összhangban –, hogy a kevesebb pontot tartalmazó pontfelhő jobb bemeneti adatot szolgáltatott a DTM előállításához. Az alacsonyabb pontok száma nem jelentette azonban azt, hogy a legkevesebb pontot tartalmazó modell volt a legpontosabb, mivel a legkevesebb pontot a felszíni távolság alapú szűrő eljárásnál kaptuk, viszont a szomszédos távolság alapú eljárás adta a legjobb bemeneti modellt a talajpontok osztályozásához. A CSF beállítható paraméterei közül a mintaterület esetében pedig a nagyobb, 5 m-es szövetfelbontás és a kisebb, 0,2 osztályozási küszöbérték használata bizonyult alkalmasabbnak az interpolációs eljáráshoz.

4.3.2. Az interpolációs módszerek vizsgálatának eredménye és értékelése

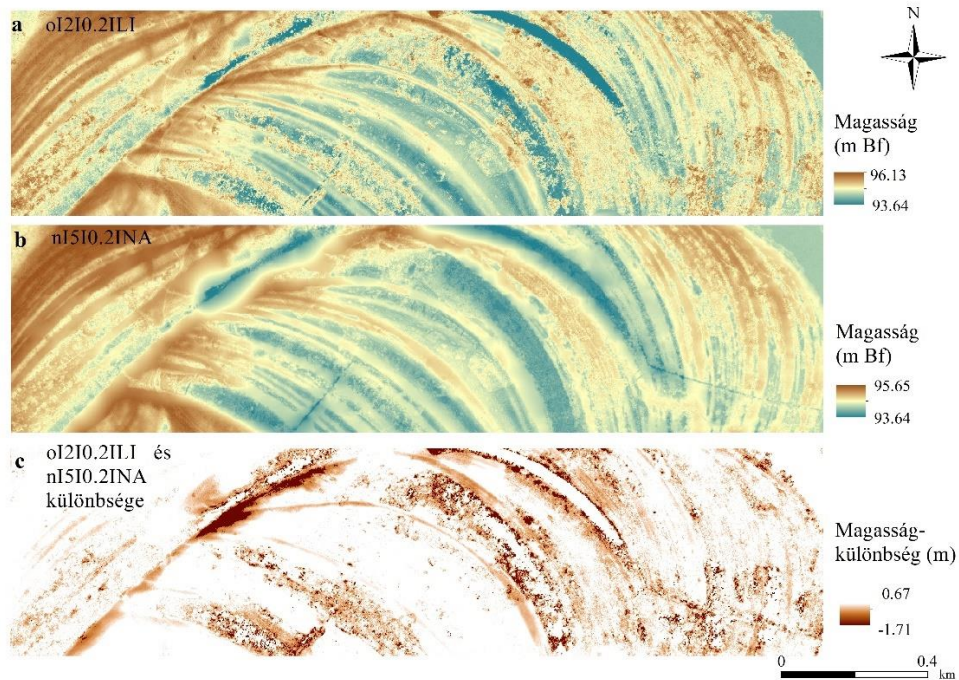
Az eltérő zajsűrűséssel, CSF beállításokkal és interpolációs módszerek felhasználásával létrehozott modellek pontosságának mediánját vizsgálva, a 31. ábrán láthatjuk, hogy az értékek $-0,16$ és $-0,05$ m között helyezkedtek el. A kvartilisek és a kiugró értékek azonban egy jóval szélesebb skálán (minimum: $-1,67$ m; maximum: $0,62$ m) mozogtak, jelezve, hogy a modellezett értékekre számos egyéb tényező is hatással van (32. ábra). A leggyengébb és legjobb modellt összevetve, a közöttük lévő legnagyobb különbség $-1,71$ m volt. A leggyengébb terepmodell – amely egy zajsűrűség nélküli, 2 m-es szövetfelbontás és 0,2 küszöbérték CSF beállításokat használó, lineáris interpolációval előállított modell volt – vizuális interpretációja rámutatott, hogy a DTM pixelei jelentős számban tartalmaztak zajt. Ezek a pixelek egyébként leginkább a sűrűbb vegetációval borított területekre koncentráálódtak.



(o: eredeti pontfelhő; d: felszíni távolság alapú szűrés izolált pontok kizárásával; n: szomszédos távolság alapú szűrés; első szám: szövet felbontás; második szám: osztályozási küszöbérték; LI: Linear interpoláció, NA: Natural Neighbor interpoláció, TD: Terrain Dataset a Natural Neighbor interpolációval; TH: Terrain Dataset pontritkítással és a Natural Neighbor interpolációval; TT: Topo to Raster interpoláció)

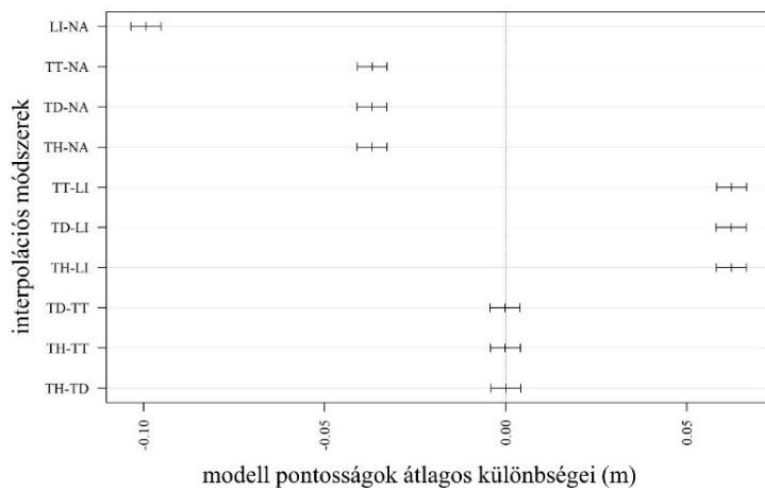
31. ábra: Az 1 méteres felbontású terepmodellek referenciaadatoktól való eltéréseinek boxplot diagramjai a mediánok alapján sorba rendezve

Általánosságban elmondható, hogy ha páronként összevetjük az interpolációs eljárásokat azok szignifikánsan eltérnek egymástól, kivéve a TT, TD és TH eljárások ($F=745,8$; $df=5,35 \times 10^{-5}$; $p < 0,001$; 33. ábra). A valós felszínhez viszonyítva a LI eljárás esetében volt a legnagyobb eltérés, míg a legpontosabb interpoláció az NA volt. Bár a pontosság tekintetében a TT, TD és TH eljárás csak az NA után következett, volt egy másik fontos tényező, amit figyelembe kellett venni; az értékek szűkebb skálán történő mozgása. A medián különbségeken alapulva a legpontosabb terepmodell a NA eljárással, 5 m-es szövetfelbontással és 0,2-es osztályozási küszöbértékkel létrehozott modell volt, azonban ezzel együtt ennél a modellenél nagy volt a pozitív irányú kiugró értékek aránya is. A TT, a TD és a TH eljárással létrehozott terepmodellek nagyon hasonló eredményt hoztak, és nem volt szignifikáns különbség ($p > 0,05$) közöttük a post hoc teszt alapján.



(o|2|0.2|LI: o: eredeti pontfelhő; első szám: szövet felbontás (2); második szám: osztályozási küszöbérték (0,2); LI: Linear interpoláció;
n|5|0.2|NA: n: szomszédos távolság alapú szűrés; első szám: szövet felbontás (5); második szám: osztályozási küszöbérték (0,2); NA: Natural Neighbor interpoláció)

32. ábra: A medián alapján sorbarendezett legrosszabb (a), illetve legjobb (b) terepmodellek és a közöttük lévő különbségek (c) vizuális megjelenítése



(LI: Linear interpoláció, NA: Natural Neighbor interpoláció, TD: Terrain Dataset a Natural Neighbor interpolációval; TH: Terrain Dataset pontritkítással és a Natural Neighbor interpolációval; TT: Topo to Raster interpoláció; hibasávok: 95%-os konfidencia intervallumok; nincs szignifikáns különbség: ahol a hiba sávok a 0-t keresztezik, ezt egy vertikális vonal is jelzi)

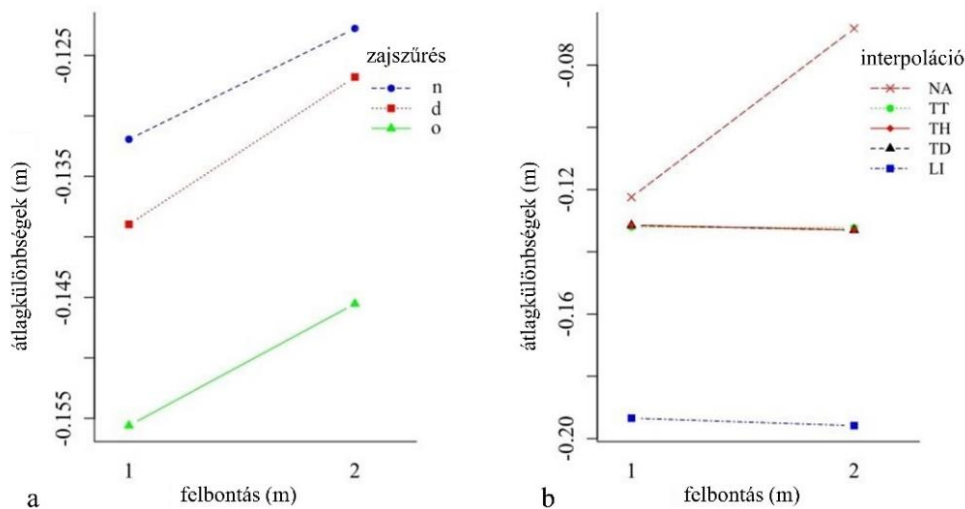
33. ábra: Az interpolációs módszerek közötti átlagos különbségek

Az elemzések során kimutattuk, hogy az interpolációs eljárásoknak fontos szerepük van a létrehozott terepmodell pontosságában, és hogy az egyes alkalmazott módszerek között szignifikáns különbségek lehetnek. Az előállított terepmodellek közül – a mediánok különbségei alapján történő sorba rendezés szerint – az NA eljárások voltak a legjobbak, míg a LI a leggyengébbek, a TT, TD és TH pedig a középmezőnyben foglaltak helyet. Bár az NA interpolációs eljárás szolgáltatta a legkisebb különbséget a terepi referencia pontokhoz képest, a kiugró értékek tekintetében eloszlása általában egyirányú volt, mivel pozitív irányba számos kiugró pontot tartalmazott. Ez azt jelenti, hogy az NA interpolációs módszer számos esetben felülbecsülte a valós felszíni magasságot. A TT, TD és TH módszerek alkalmazása szintén ajánlott lehet, mivel azok kevéssel teljesítettek az NA interpolációk alatt, és értékeik tekintetében szűkebb skálán mozogtak, így a potenciális hiba kisebb is lehet, mint az NA esetében. A TT, TD és TH algoritmusoknál azonban meg kell említeni, hogy azok szoftverspecifikusak, csak az ArcGIS-be (ESRI 2014) beépítve találhatóak meg, míg az NA interpolációs algoritmusok számos szoftverkörnyezetben pl. ArcGIS (ESRI 2014), GRASS GIS (GRASS Development Team 2017), SADA (SADA project Team 2009), Surfer (Surfer Golden Software 2016), R (Gebhardt et al. 2019), és Python (Park et al. 2006) – melyek közül több is nyílt forráskódú – hozzáférhető. Bater és Coops (2009) tanulmányukban szintén arra a megállapításra jutottak, hogy számos vizsgált algoritmus közül a Natural Neighbor interpoláció volt a legmegfelelőbb egy partvidéki terület LiDAR terepmodelljének elkészítéséhez.

A modellek pontosságát illetően Stereńczak et al. (2016) munkájukban $-0,05$ és $+0,05$ m közötti átlagos eltéréseket tapasztaltak a referenciefelszín és a terepmodellek között, ami a mi esetünkben szélesebb tartományban mozgott, $-0,10$ és $+0,60$ m között. Emellett az egyes pontok között nagy eltérések voltak, $-1,67$ és $+0,62$ m, ami releváns volt a mintaterületen, figyelembe véve, hogy a relatív különbség az egymás melletti sarlólapos és övzátony formák esetében csak $0,80$ és $1,10$ m között volt.

4.3.3. A felbontás pontosságra gyakorolt hatása

A létrehozott DTM-ek felbontását vizsgálva (34. ábra) a kétutas faktoriális ANOVA feltárta, hogy a 2 m-es felbontás alkalmazása pontosabb terepmodelleket eredményezett, mint az 1 m-es. A durvább, 2 m-es felbontás átlagosan $0,009$ - $0,012$ m-rel volt közelebb a referencia pontokban mért magassághoz, mint a finomabb felbontás. A zajsztűrés és a felbontás között szignifikáns főhatás volt ($Q=144,8$; $p<0,001$ és $Q=120,1$; $p<0,001$), de a közöttük lévő kapcsolat már nem volt szignifikáns ($Q=0,14$; $p=929$), azaz a két főhatás egymástól független. Az interpolációs módszerek esetében, minden főhatás szignifikáns volt (az interpolációra $Q=2563,6$; $p<0,001$, a felbontásra $Q=79,9$; $p<0,001$) és a közöttük lévő kölcsönhatás szintén szignifikáns volt ($Q=4478$; $p<0,001$). A LI, TT, TD és TH módszerek esetében a felbontás nem változtatott a modellek különbségén, viszont az NA interpolációnál, a 2 m-es felbontásnál javulás volt megfigyelhető a pontosság tekintetében (átlagosan $0,058$ m).



(LI: Linear interpoláció, NA: Natural Neighbor interpoláció, TD: Terrain Dataset a Natural Neighbor interpolációval; TH: Terrain Dataset pontritkítással és a Natural Neighbor interpolációval; TT: Topo to Raster interpoláció; d: felszíni távolság alapú szűrés izolált pontok kizárásával; n: szomszédos távolság alapú szűrés; o: eredeti pontfelhő).

34. ábra: A felbontás és zajszűrés (a), valamint a felbontás és az interpolációs eljárások (b) interakciós diagramjai

Összességében elmondható, hogy a felbontás befolyásoló tényező volt a modell létrehozásában, de a zajszűréssel nem volt kölcsönhatásban, a 2 m-es változat mindkét zajszűrőnél és az eredeti pontfelhőnél is 0,007-0,010 m-rel volt pontosabb. Ez összhangban volt a szövet felbontás elemzésével is, ahol a durvább méret (5 m) pontosabb modellt eredményezett. Továbbá az interpolációs eljárásoknál általában mindegy volt, hogy 1 vagy 2 m-es felbontást használunk, kivéve az NA módszer esetében – amelyik a legjobb interpolációs megoldásnak bizonyult –, amikor a 2 m-es pixelméret 0,005 m-rel pontosabbnak bizonyult. A különbség nem volt nagy mértékű, viszont szignifikáns volt.

4.4. Az úrtéri formakincs automatikus azonosítása

4.4.1. A sarlólapos és övzátany formák táji és növényzeti változókon alapuló, pixel alapú automatikus osztályozása

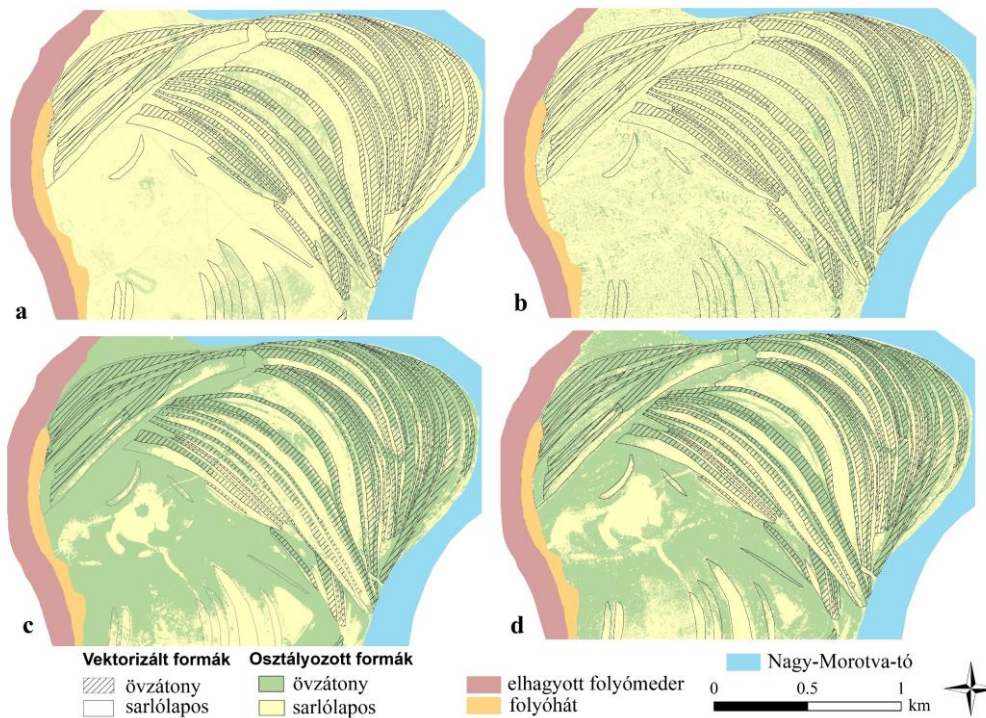
A pixel alapú SVM osztályozás eredményeként előállt sarlólapos és övzátany formaelemek térképének teljes pontossága 55-71% között mozgott (11. táblázat). A hibamátrix alapján elmondható, hogy a legjobb megoldás abban a variációban állt elő, amikor mind a négy változó (DTM, lejtőszög, lejtőkiettség és NDVI) bekerült az osztályozásba; ebben az esetben az övzátanyok átlagos osztályozási hibája 26%, míg a sarlólaposoké 30%, a teljes pontosság (OA) pedig 71% volt. Az övzátanyok esetében a DTM réteg egyedül való használata eredményezte a legpontosabb osztályozást (35c ábra). A sarlólapos esetében pedig a másik 3 változó – az NDVI, a lejtőszög és lejtőkiettség (35a,b,d ábra) – hozott magasabb osztályozási

pontosságot. Azt azonban meg kell jegyezni, hogy az NDVI réteg esetében a pixelek csaknem teljes egészében egy osztályba kerültek besorolásba, tehát így ennek az eredménye nem elfogadható.

11. táblázat: A táji és növényzeti változók hibamátrixa

Vizsgálatba bevont változók	OA (%)	Övzátóny Sarlólapos PA (%)	
		Övzátóny	Sarlólapos
DTM	66	79	54
Lejtőkiettség	52	23	82
Lejtőszög	54	38	69
NDVI	44	14	90
DTM+NDVI	69	73	65
DTM+lejtőkiettség	68	75	60
DTM+lejtőszög	68	74	63
DTM+NDVI+lejtőszög	71	73	67
DTM+NDVI+lejtőkiettség	69	72	67
DTM+lejtőkiettség+lejtőszög	68	73	62
NDVI+lejtőkiettség+lejtőszög	59	50	67
NDVI+lejtőkiettség+lejtőszög+DTM	71	74	70

(OA: overall accuracy – teljes pontosság; PA: producer's accuracy – osztályonkénti pontosság)



35. ábra: Az SVM osztályozás eredményterképe a sarlólapos és övzátóny formákra (a) NDVI, (b) lejtőkiettség, (c) DTM, (d) a 4 réteg (NDVI+lejtőkiettség+lejtőszög+DTM) együtt

Jones et al. (2007) munkájában rámutat, hogy a geomorfológiai elemek felszínfejlődési megközelítésben jól meghatározhatók. Vannak például olyan geomorfológiai formák, pl. a víznyelők, amelyek egyedi jellemzőiknél fogva (izodiametrikus, tölcsér alakú bemélyedések) jól osztályozhatók (Telbisz et al. 2016), más formaelemeket viszont nem lehet ilyen egyértelműen elhatárolni. A medervándorlás lenyomataiként hátrahagyott sarlólaposok és övzátonyok például egyedi alakot öltönek, viszont a textúrájában, kiterjedésében nagyon változatos megjelenésűek lehetnek, és az egymástól való elkülönítésük a hasonló jellemzők miatt nehézségbe ütközhet. A legmeghatározóbb különbség a két forma között az, hogy az övzátony pozitív forma, míg a sarlólapos negatív formaelem, és így az egymás mellett elhelyezkedő formák a magassági adatok alapján általában jól elkülönülnek egymástól, viszont nem ez a helyzet abban az esetben, ha két egymástól távolabb fekvő formaelem magasságviszonyait vizsgáljuk. Ebben az esetben lehetnek az árternek olyan részei, ahol az övzátonyok alacsonyabban helyezkednek el, mint a tőlük távolabb fekvő sarlólaposok. A növényborítottság tekintetében szintén hasonló a helyzet, általában a sarlólaposok sűrűbb növényzettel jellemezhetők, viszont van néhány olyan övzátony, amely az alacsonyabb fekvés miatti jobb vízellátottság következményeként szintén sűrű növényzettel rendelkezik. Mindezen tényezők a formák vizuális interpretációja során viszonylag egyértelműen felismerhetők és kiküszöbölhetők, a gépi osztályozás végrehajtása alkalmával azonban, a félreosztályozás forrásai lehetnek.

Emellett fontos megemlíteni a LiDAR DTM pontatlanságát is – ahol elsősorban a sűrű növényzet és a vízfelület, valamint a rajta lévő vízi növényzet okozta hibákra gondolok –, amely szintén nehezíti az osztályozást. A sűrű növényzet miatt a lézernyaláb ugyanis nem mindig éri el a talajfelszínt, így az utolsó visszavert jel nem a talaj, hanem vegetációs pont lesz, illetve a formák vízfelülete és a rajta lévő vízi növényzet kisimítja a konvex alakot jellemezőket. Mindkét eset leginkább a sarlólaposoknál jelentkezik, és ez a forma osztályozási pontosságában is visszatükröződik (11. táblázat – PA%).

Ha a fent említett tényezőket figyelembe vesszük, akkor a pixel alapú automatikus osztályozás eredményeként elért 71%-os teljes pontosság – bár nem volt olyan pontos, mint például a műholdas képosztályozásnál elvárt pontosság (min. 85%) – jónak mondható. Az eredménytérképeket vizsgálva, az NDVI és a lejtőkiettség változókkal készültek, nyilvánvalóan egyedül nem alkalmasak a formaelemek elkülönítésére, mivel szinte minden pixelt egy azon csoportba soroltak. Azonban, ha mind a négy változót, tehát a DTM, a lejtőszög, a lejtőkiettség és az NDVI réteget is figyelembe vesszük a legpontosabb modell áll elő az osztályozás során. Összességében megállapítható tehát, hogy a sarlólapos és az övzátony formaelemek automatikus pixel alapú osztályozással viszonylag jól azonosíthatók a fent említett táji és növényzeti változók bevonásával.

4.4.2. Az ártéri formák morfolometriai paramétereken alapuló automatikus osztályozásának eredménye

4.4.2.1. A változó szelekció eredménye

A pixel alapú osztályozás esetében a PCA eredménye jó illeszkedést mutatott (RMSR=0,05), az első 5 PC azonban, csak a 73%-át magyarázta a teljes varianciának és számos változónak gyenge (<0,5) volt a kommunalitás értéke, ezért ki is kellett hagyni őket. A modell illeszkedése 11 változó (*MnDwEC*, *Aspect*, *CatchA*, *DiurnAH*, *ValDpth*, *ModCA*, *MRRTF1*, *MRRTF2*, *PlanCurv*, *TotCurv*, *ConvI*) kizárásával is változatlan maradt (RMSR=0,05), viszont a teljes variancia magyarázata javult, 78% lett (12. táblázat).

12. táblázat: A PCA főkomponensek (PC1-5) eredménye a pixel alapú forma detektálásnál

(5 000 db random pontból az ártéri formák poligonja által lefedett pixelekből)

Statistic	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
SS loadings	10,31	8,69	8,58	4,18	2,55
Proportion variance	0,23	0,20	0,20	0,09	0,06
Cumulative variance	0,23	0,43	0,63	0,72	0,78

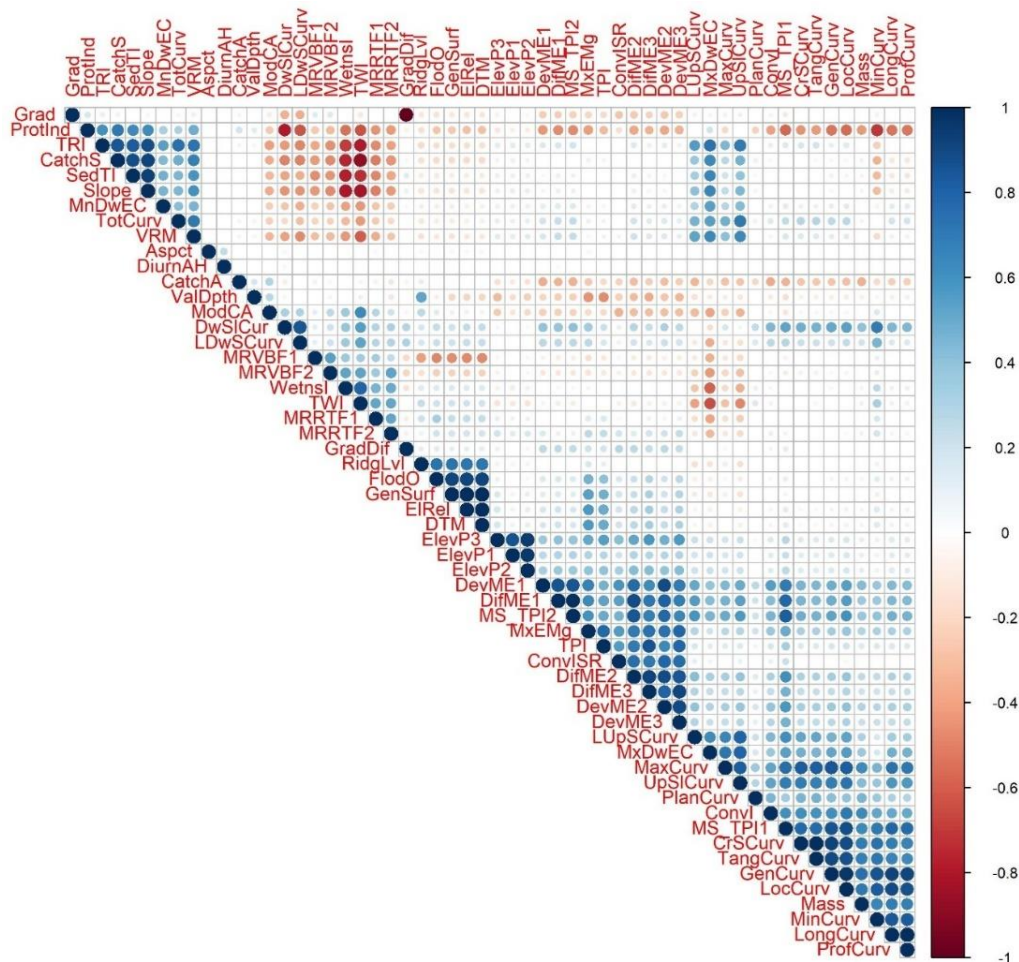
Az objektum alapú megközelítésnél az alacsony kommunalitás miatt szintén szükséges volt változókat kizárni. Itt azonban csak 3 változó kizárása történt (*MxEMs*, *DiurnAH*, *PlanCurv*), így a modell jól illeszkedett (RMSR=0,04) és a teljes variancia 86%-át magyarázta (13. táblázat).

13. táblázat: A PCA főkomponensek (PC1-5) eredménye az objektum megközelítésű forma detektálásnál

(az ártéri formák poligonjai által lefedett pixelek középértéke alapján)

Statistic	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
SS loadings	20,29	19,02	7,38	4,44	2,35
Proportion variance	0,33	0,31	0,12	0,07	0,04
Cumulative variance	0,33	0,63	0,75	0,82	0,86

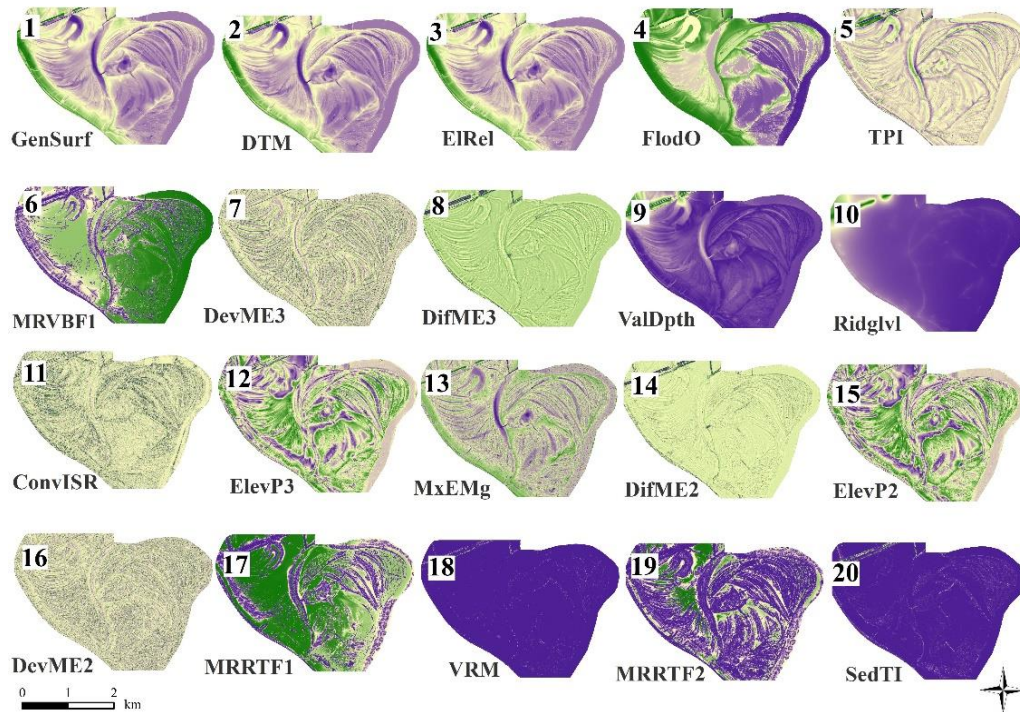
A korrelációs mátrix (36. ábra) rámutatott, hogy a morfolometriai változók közötti korreláció nem általános, több, 6-7 változóból álló, erősen korreláló csoportot tartunk fel. A Cronbach alfa gyenge megbízhatóságot mutatott (<0,001), de a *FlodO*, *MxEMs*, *Aspct*, *CatchA*, *ConvI*, *ModCA* és *ValDpth* kihagyása után jobb eredmény született (0,690). Ez az érték még mindig alacsony, mivel általában 0,8 fölött kell lennie. Ez összhangban van a 78%-os magyarázott varianciával, vagyis a kisebb mértékű korrelációkkal.



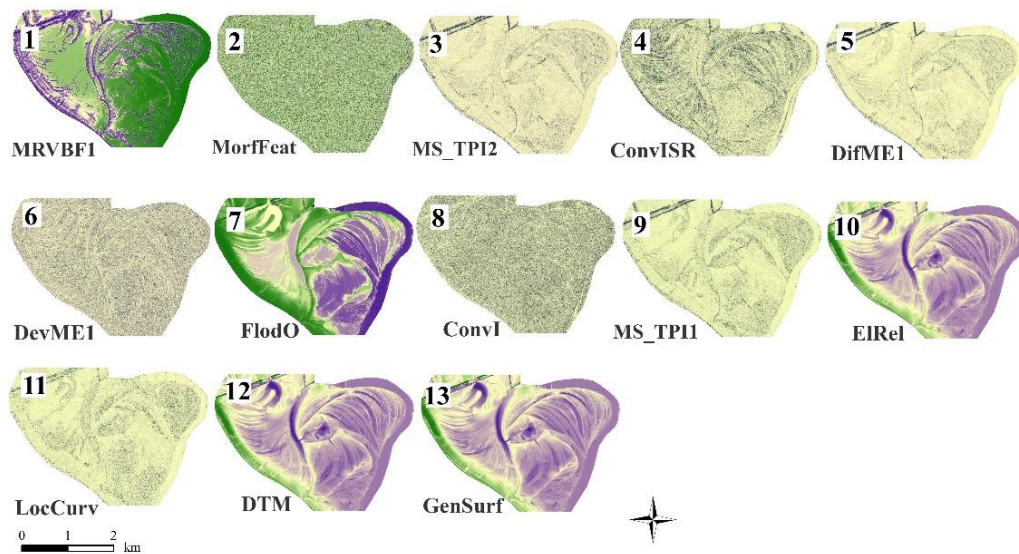
36. ábra: A morfolometriai változók korrelációs mátrixa

Az RFE módszer segítségével az alábbi sorrend született a legfontosabb változók tekintetében, amely az eltérő adatgyűjtési mód és adatszám miatt különbözött a két megközelítésnél:

- (1) A pixel alapú osztályozásnál az OA maximuma 20 változónál volt (37. ábra). A következő sorrendben:
 GenSurf>DTM>EIRel>FlodO>TPI>MRVBF1>DevME3>DifME3>ValDpth>RidgLvl>ConvISR>ElevP3>MxEMg>DifME2>ElevP2>DevME2>MRRTF1>VRM>MRRTF2>SedTI.
- (2) Az objektum megközelítésű osztályozás során az OA 13 változónál érte el a maximumát (38. ábra). A következő sorrendben:
 MRVBF1>MorfFeat>MS_TPI2>ConvISR>DifME1>DevME1>FlodO>ConvI>MS_TPI1>EIRel>LocCurv>DTM >GenSurf.



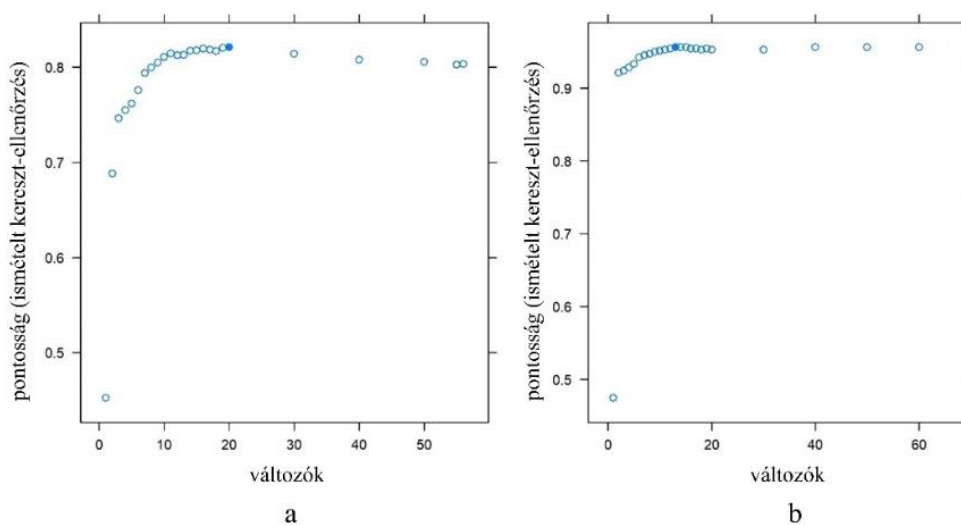
37. ábra: A pixel alapú osztályozás során a legnagyobb teljes pontosságot (OA) eredményező változók



38. ábra: Az objektum megközelítésű osztályozás során a legnagyobb teljes pontosságot (OA) eredményező változók

A pixel alapú megközelítésnél az RFE módszerrel kiválasztott morфомetriai változók stabilitási elemzése azt mutatta, hogy a legnagyobb teljes pontosságot a 11 és a 20 változó adta, a teljes pontosság 78,5% és 81,1% érték között változott (39. ábra). GenSurf került az első helyre 8 esetben a 11 ismétlésből, ElRel a második 8 esetben, a DTM volt a harmadik 7 esetben, a, FlodO volt a negyedik 8 esetben, a TPI az ötödik helyen végzett 5 esetben, minden további ranghelyen változtak az eredmények az esetek során. Az első tíz változó rangsorában a GenSurf, ElRel, DTM, FlodO, TPI, DevMe3, DifME3 és ValDpth stabilan szerepeltek a MRVBF1 pedig 9 esetben került be, a további ranghelyekre pedig a többi morфомetriai változó került az ismétlések során.

Az objektum alapú megközelítésnél a változók rangsora eltérő volt, a változók optimális száma 10 és 60 közötti tartományban változott, közel azonos 95,2% és 95,7% teljes pontosság mellett. A legfontosabb változónak a MRVBF1 bizonyult, amely, mind a 11 ismétlésben az első ranghelyen végzett. A második a MorfFeat volt, szintén 11 esetben, a harmadik a ConvISR volt, 5 esetben, az ötödik a MS_TPI2 8 esetben, a hatodik a DevME1 11 ismétlésben. A hetedik utáni ranghelyeken nem volt dominánsan ismétlődő változó.



(10-szeres kereszt-validáció 3-szoros ismétléssel; *: a legmagasabb teljes pontosság – OA)

39. ábra: A teljes pontosság értékei és a változók száma a RFE módszerrel történő változó szelekció során

(a) pixel alapú (b) objektum alapú megközelítés

A PCA alkalmazása során meglepő jelenséget tapasztaltunk: a PC-k alkalmazása általában magasabb modellteljesítményt eredményez – amint azt különböző tanulmányok is bizonyították (Scarrott et al. 2019; Szabó et al. 2019a; Lin et al. 2020; Machidon et al. 2020) – a mi esetünkben azonban a PCA nem bizonyult megfelelő alternatívának. A korrelációs struktúra elemzése szerint számos potenciálisan hasznos mutatót el kellett hagynunk a kommunalitás és az elemektől függő Cronbach- α alapján. Például a FlodO, a ConvI és a ValDpth fontos előrejelzők

voltak az osztályozásban, de ha ragaszkodunk a korrelációhoz kapcsolódó dimenziócsökkentéshez, akkor ezeket el kell hagynunk. Ennek oka az volt, hogy a korrelációs struktúra nem volt optimális, és a változók geomorfometriai mutatók voltak, és például nem egy hiperspektrális szenzor sávjai, ahol a sávok közötti korreláció szintje magas. Prieto-Amparán et al. (2019) vízgyűjtő rangsorolásokban használtak PCA-t geomorfometriai változókkal, de munkájuk során vízgyűjtő paramétereket alkalmaztak, amelyek jobb korrelációs struktúrát eredményeztek. Lecours et al. (2015) tanulmányukban PCA-val csökkentettek 230 terepattribútumot 67-re, és arra a következtetésre jutottak, hogy öt mutató elegendő a teljes variancia 51%-ának magyarázatához. Esetünkben ez a redukció nem hozott jó eredményt, de az RFE mint változókiválasztási módszer megfelelő volt a legfontosabb változók megtalálásához.

Az RFE által 13-20 változó listáját kaptuk meg a lehetséges 61-ből, de a struktúrák – vagyis a listát alkotó mutatók – változtak. Az 5000 pixelből és 265 formából 11 véletlenszerűen kiválasztott adathalmazzal végzett stabilitás-megbízhatósági elemzésünk azt mutatta, hogy az objektumorientált és a pixel alapú megközelítés különböző változókkal járul hozzá a legmagasabb teljes pontossághoz. Ezenkívül, minden ismételtsben lényeges szerepet játszó, fontos változókat használtam. Egy másik megfigyelésem az volt, hogy bár a változóhalmazok különbözhetnek az ismétlések során, a kapott teljes pontosságok 1-2%-os variációkban megegyeztek. Ennek megfelelően sok változó esetén különböző változóhalmazok vannak, amelyek nagyjából ugyanazt az eredményt biztosítják. A legfontosabb geomorfometriai mutatók a pixel alapú megközelítésnél a GenSurf, EIRel, DTM, FlodO és TPI voltak, az objektumorientált megközelítésnél pedig az MRVBF1, MorfFeat, ConvISR, MS_TPI2 és DevME1. Az első legfontosabb tíz változóban találunk átfedéseket, de eltérő beállításokkal, azaz DevME-vel és DifME-vel, az MRVBF pedig azonos volt a rangok tekintetében. Természetesen nem tekinthetünk mindent egyformán fontosnak, mivel az adatok száma (1000 vs. 265) és az adatok jellemzői (a formák eltérő pixelértékei vs. pixelközéppértékei) szintén különböztek. Ahmadi et al. (2020) rámutattak, hogy az RFE hasznos, ha a prediktorszám csökkentéséről van szó; így a gépi és a mélytanulási algoritmusok gyorsabbak lehetnek olyan változók nélkül, amelyek hatása kis mértékű. Mi is tapasztaltuk, hogy változók kihagyásával az RF modellek rövidebb idő alatt voltak betaníthatók, és a modellek csak kissé (1-2%) voltak pontatlanabbak; ráadásul az objektumorientált megközelítésben, az irreleváns prediktorokat kihagyva és csak 10-13 változót használva, a modell ~1%-kal jobb lett.

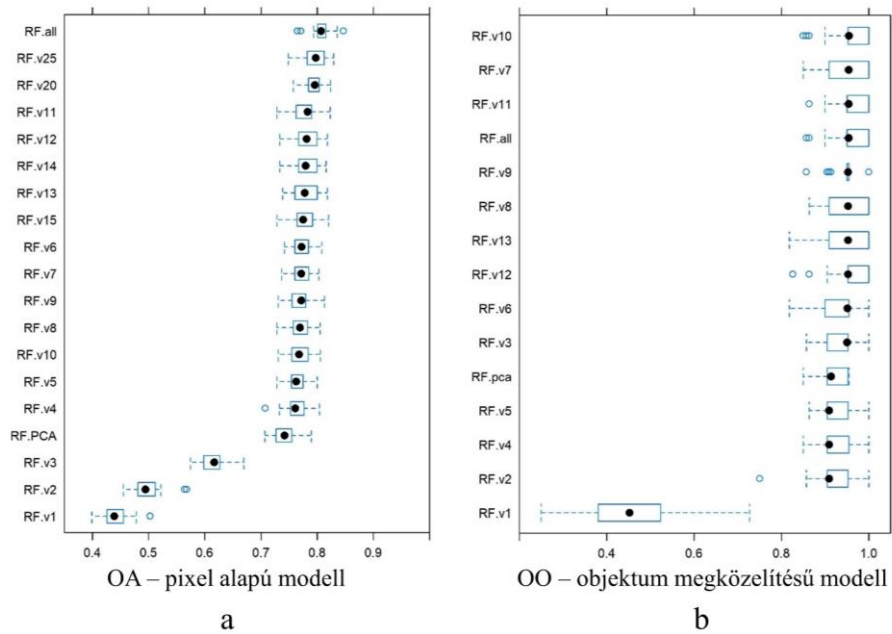
A LiDAR DTM azaz az abszolút terepmagasság, amennyiben az ártér magassága a folyótól való távolság függvényében, a formák magasságkülönbségein kívül, nem változna, önmagában is hatékony adat lehetne az osztályozás során. Mivel azonban, a terepviszonyokra a folyótól a töltésig, valamint az északitól a déli irányig kisebb egyenlőtlenségek jellemzők, így a sarlólaposok és az övzátányok azonos tengerszint feletti magasságúak lehetnek a terület eltérő részein. Ennek megfelelően nagy lehetőséget jelentett a különböző morfometriai rétegek bevonása az osztályozásba, amelyek közül a leghatékonyabb mérőszámok tükrözték az ártéri formák sajátos jellemzőit, azaz a konvex és konkáv alakot és a formák relatív

helyzetét. A leghatékonyabb változók figyelembe vették a szomszédos területek relatív különbségeit (a minimumok és maximumok alapján); továbbá a konvergencia – divergencia, a GenSurf, Elrel, a FlodO, az MRVBF1 és a ConvISR egyaránt fontosak voltak mind a pixelalapú, mind az objektumorientált megközelítések szempontjából, míg a DevME és a DifME szerepe szintén jelentős volt, de eltérő beállításokkal: a nagyobb kernelablak (16 és 32 szomszédos pixellel) hatékonyabbnak bizonyult a pixelalapú, a kisebb kernel (8 szomszéd) pedig az objektumorientált megközelítésnél. Ez utóbbi abból következett, hogy egy pixel megfelelő osztályának megtalálásához nagyobb szomszédos területre van szükség, míg az objektumorientált megközelítésnél az objektumokhoz tartozó értékek az adott sokszög középértékei; ezért a nagyobb kernelek kettős átlagolást jelentenek, és nem segítik az osztályozást.

4.4.2.2. *A pixel alapú morfológiai osztályozás eredménye*

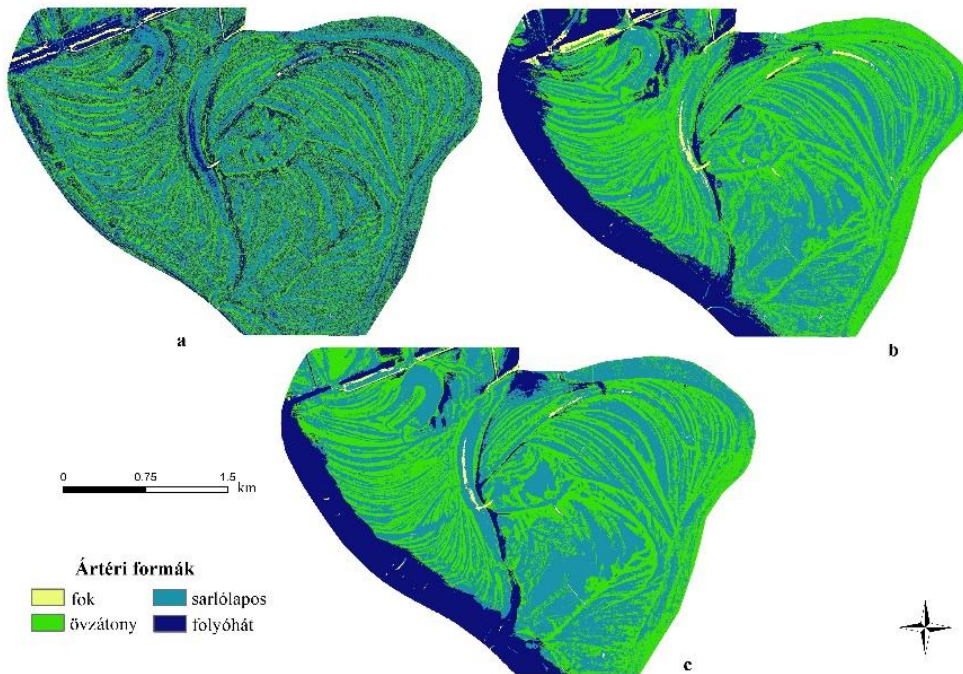
Első lépésként mind a 61 változót bevonva határoztuk meg az osztályozás teljes pontosságát, amely 80,7%-os teljes pontosság (30 modell mediánja; *40a ábra*). A változók számának csökkentése a teljes pontosság enyhe csökkenését okozta, de a teljes pontosságok általi rangsor nem követte a változók számát. A teljes pontosság mediánok közötti különbségei kicsik voltak, és 79,7% (25 változó) és 76,1% (4 változó) között mozogtak. A négy morfológiai mutatót tartalmazó modell, a GenSurf, az ElRel, a DTM és a FlodO csak 4,6%-kal volt rosszabb az előrejelzésben, mint amikor 61 változót használtunk (*40a és 41b ábra*). Ezenkívül 11 változó eredményezte a negyedik legjobb eredményt (78,3%), és az RFE szerint az optimális 20 változó 79,5%-os teljes pontosságot eredményezett, ami csak 1,1%-kal rosszabb, mint a 61 változóval futtatott modell. Végül teszteltük a PCA-modell hatékonyságát, amely a negyedik legrosszabb modellnek bizonyult (74,2%-os mediánnal), és gyengébb volt, mint amikor négy változót használtunk. Azonban volt egy fontos küszöbérték a teljes pontosságok csökkenését illetően: a teljes pontosságok csökkenése <1%-ról 15%-ra változott a 3-2-1 változós modelleknél.

Az osztályozások szemléltetésével kiderült, hogy a kétváltozós megoldás lényegesen alábecsülte a sarlólaposokat, és magas volt a zaj jellegű hibák aránya (*41a ábra*). A 4- és 20-változós változatok letisztultabb térképeket adtak, kisebb arányú zaj jellegű hibákkal (*41b,c ábra*). Mindkét változatnak leginkább a vizsgálati terület déli részén voltak hibái; a sarlólaposok felülreprezentáltak voltak. Ennek az oka az ártéri lapályok (Kis-Pap-tó és Nagy-Pap-tó, Nagy-Nádas-tó) és szabálytalan alakú ártéri mélyedések megléte, de ezek alapjába véve nem voltak a vizsgálandó terület részei. A téves osztályozások további forrása szintén kívül esett az érdekeltségi területen; az ártér északi részén lévő morotva (Sulymos-tó). Általánosságban elmondható, hogy a 20-változós megoldás elfogadhatóan tükrözte az ártér geomorfológiáját, és az összes nagyobb hiba az azonosítani kívánt formák területén kívül esett.



40. ábra: A különböző változóhalmazok osztályozási pontossága (OA)

10-szeres keresztvalidálással és 3-szoros ismétlés mellett (azaz 30 modell); (a) pixel alapú megközelítés, (b) objektum alapú megközelítés

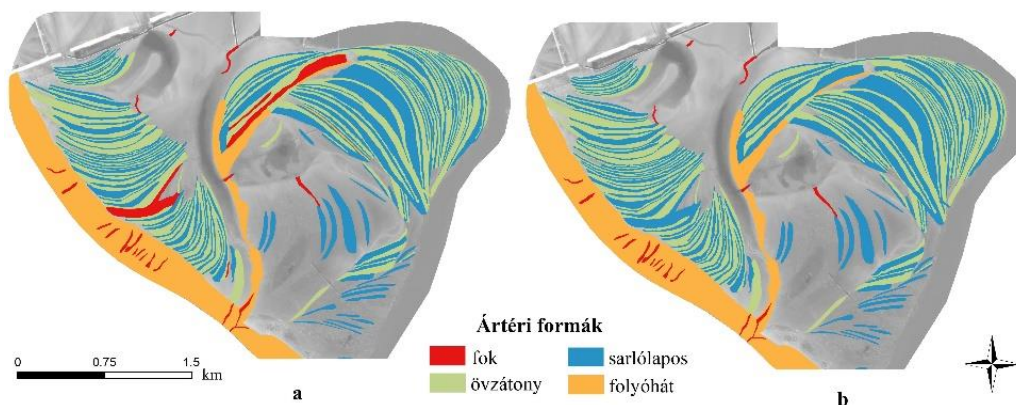


41. ábra: A pixel alapon osztályozott ártéri formák térképe: (a) 2 változó, (b) 4 változó és (c) 20 változó felhasználásával

4.4.2.3. Az objektum megközelítésű morfometriai osztályozás eredménye

Az objektumorientált osztályozásokban is ugyanazt az eljárást alkalmaztuk, mint a pixel alapúnál, azonban az eredmény más lett: a legjobb teljes pontosság a 10-változó modelljéhez tartozott (95,4%) (40b ábra), ami majdnem 15%-kal jobb, mint a pixel alapú megközelítés esetében. További különbség, hogy a változók optimális száma 13 volt az RFE változókiválasztás szerint, de ez csak a hetedik legjobb modell volt a listában. A teljes pontosságok alapján három csoportot különböztethetünk meg: az első csoportban a teljes pontosságok 95,4% és 95,0%, a második csoportban 91,3% és 90,9% között voltak, a harmadik csoport pedig csak egy modelltől állt (egy változóval), 45,2% teljes pontossággal. Az első három változó, az MRVBF1>MorFeat>MS_TPI2, viszonylag magas (95,0%) pontosságot biztosított. Bár az interkvartilis tartományok nagyobbak voltak, mint a pixel alapú megközelítésnél, az objektumorientált modellekben még a minimumok is ~10%-kal magasabbak voltak.

Az objektumorientált megközelítéses osztályozás térképeinél (azaz az osztályozott poligonoknál) nem volt nagy különbség az érintett változók számát illetően (42. ábra). A 13-változós modellhez képest a kétváltozós modellnek is szinte alig volt téves besorolása; tehát a két modell nagyon hasonló eredményt adott. A különbségek nagy része a hibásan foknak minősített sarlólaposok között volt, illetve találtunk övzátónyként besorolt sarlólaposokat, folyóhát minősített övzátónt. E kisebb modellhibák ellenére az ártér geomorfológiai tulajdonságait jól reprezentálták az osztályozott térképek.



42. ábra: Az objektum megközelítésen alapuló ártéri formák térképe: (a) 2 változó és (b) 13 változó felhasználásával

4.4.2.4. A pixel alapú és objektum megközelítésű osztályozások értékelése

Az objektumorientált megközelítés ~15-17%-kal jobb modellteljesítményt nyújtott az ártéri formák azonosításához, mint a pixel alapú. Az objektum és pixel alapú összehasonlítások általában bebizonyították, hogy a szegmensek jobb bemeneti adatokat biztosítanak, mint a pixelek. Gudiyangada Nachappa et al. (2020) ugyanerre a következtetésre jutottak; objektumalapú „geonokat”, azaz homogén régiókat és pixeleket alkalmaztak a földcsuszamlás-veszély feltérképezésében, és a

szegmenseket – a geonokat – alkalmazó megközelítés biztosította a legnagyobb pontosságot. Más szerzők is hasonló eredményre jutottak: Kamal és Phinn (2011) hiperspektrális adatokkal, Belgiu és Csillik (2018) Sentinel-2 képekkel, Whiteside et al. (2011) és Rotigliano et al. (2018) ASTER képekkel és Varga et al. (2014) látható légi felvételekkel. Azonban azt hangsúlyozzuk, hogy az objektumorientált megközelítésünk nem az objektum-alapú képelemzés (OBIA) klasszikus szegmentálása; objektumaink ártéri formák voltak, amelyeket vizuális interpretációval azonosítottunk. Így esetünkben egy objektum egy adott ártéri formát jelentett, a folyóhátak kivételével (amely esetben túl kevés forma volt és így a meglévőket felosztottuk az esetszámok növelése érdekében).

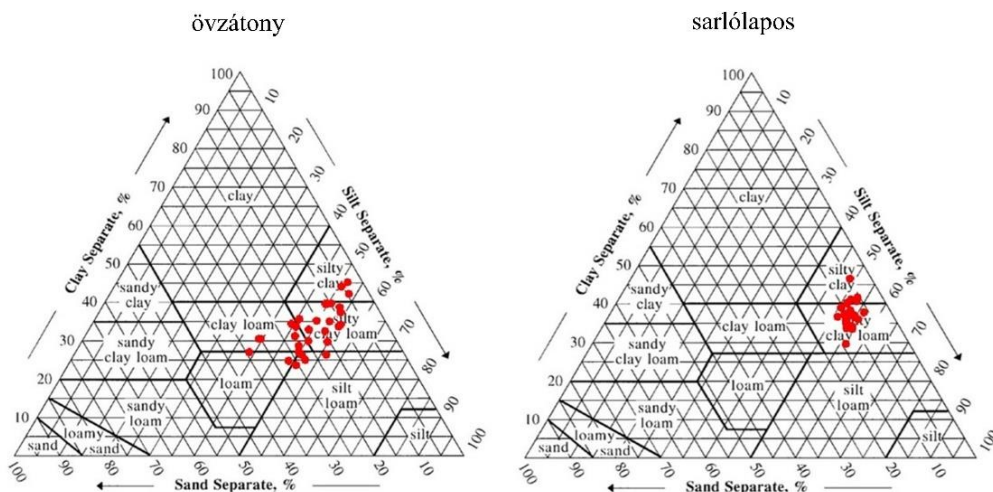
Azokhoz a tanulmányokhoz hasonlóan, ahol az OBIA sikeres volt, mi is azt találtuk, hogy az ártéri formáink jó alapegységei voltak a tájnak. A fő különbség viszont az OBIA-tól az értelmezésben rejlik: a formák azonosítása (légi felvételeken, digitális terepmodelleken és a terepen) szakértelmet kíván; továbbá időigényes (a pontosság mértékétől függően), vagyis a terület minden objektumát helyesen kell azonosítani; ha azonban elkészül, a geomorfológiai aspektus is készen van. Ellentétben a szegmensekkel, amelyek alakja változott a pixelértékek megváltozásával, az objektumaink lefedték az összes osztályt jellemző pixelt. Ennek megfelelően a morфомetriai változók raszteres rétegeinek pixel középértékei a formák közti különbségtétel kvantitatív mértékének tekinthetők. Ha az osztályba sorolások gyenge teljesítményt nyújtanak, akkor nem számíthatunk nagy pontosságra a pixel alapú megközelítés során. Mivel az objektumorientált osztályozásaink körülbelül 95% teljes pontossággal történtek, ez volt a pixel alapú megközelítés elméleti maximuma is. A pixel alapú megközelítés 80-81%-os teljes pontosság értéke magasabb volt, mint csak a lejtőszög, a lejtőkiettség, a terepmagasság és az NDVI használata esetén a két ártéri (sarlólapos és övzátony) formánál (71% OA).

4.5. A sarlólapos és övzátony formák nehézfém akkumulációs mintázata

4.5.1. Talajtulajdonságok jellemzői és a nehézfémek koncentrációja

A talajminták szemcseösszetételét vizsgálva megállapítható, hogy az övzátony formaelemeknél a minták sokkal változatosabb frakciókból tevődtek össze (43. ábra). A homok, iszap és agyagtartalmuk alapján 5 textúraosztályba sorolhatók: agyagos vályog (8 db), vályog (2 db), iszapos vályog (4 db), iszapos vályog (4 db), és iszapos agyagos vályog (16 db). A sarlólapos mintái az iszapos vályog (5 db) és iszapos agyagos vályog (25 db) textúraosztályba tartoztak.

A legmagasabb homoktartalmú talajminták az övzátonyhoz tartoztak, míg az agyag és iszap frakciók a sarlólaposnál voltak magasabb arányban. A talaj kémhatása semleges volt a vizsgált területen mindkét formánál. A szervesanyagtartalom pedig mindkét ártéri forma esetében magasnak (3-7%) bizonyult (14. táblázat).

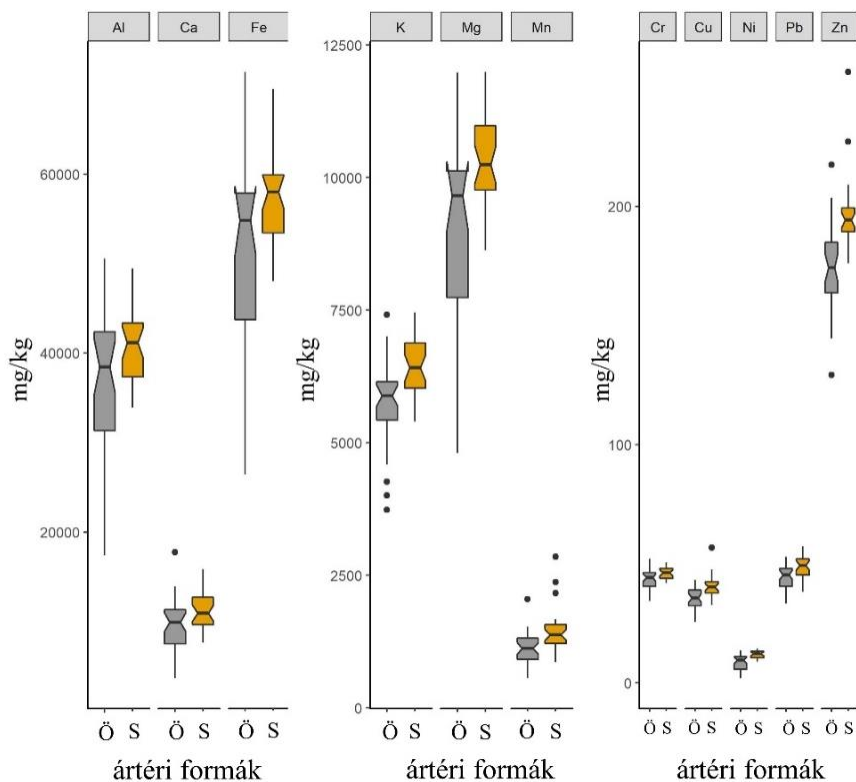


43. ábra: A sarlólaposok és övezőanyagok szemcseösszetétel szerinti besorolása

14. táblázat: A sarlólapos és övezőanyagformák talajtulajdonságainak jellemzői

Formák		Homok (%)	Iszap (%)	Agyag (%)	Szerves anyag (%)	pH [H ₂ O]	pH [KCl]
Övezőanyag	átlag	17,56	49,05	33,39	4,24	6,77	5,95
	szórás	7,93	4,70	5,57	1,04	0,58	0,77
Sarlólapos	átlag	10,56	52,55	36,89	4,90	7,04	6,40
	szórás	2,18	1,88	3,18	1,33	0,32	0,42

A nehézfémek tekintetében (44. ábra) a Zn volt az egyetlen olyan elem, amelynek mennyisége 10 db minta esetében – 4 db övezőanyag és 6 db sarlólapos – meghaladta a szennyezettségi határértéket (200 mg/kg, 6/2009 IV,14, KöM-EüM-FVM-KHVM rendelet). Mennyisége 129,2 és 256,4 mg/kg között váltakozott, átlagosan 184,9 mg/kg volt. Legnagyobb mennyiségben (256,4 mg/kg) egy sarlólapos formához kötődően volt jelen.



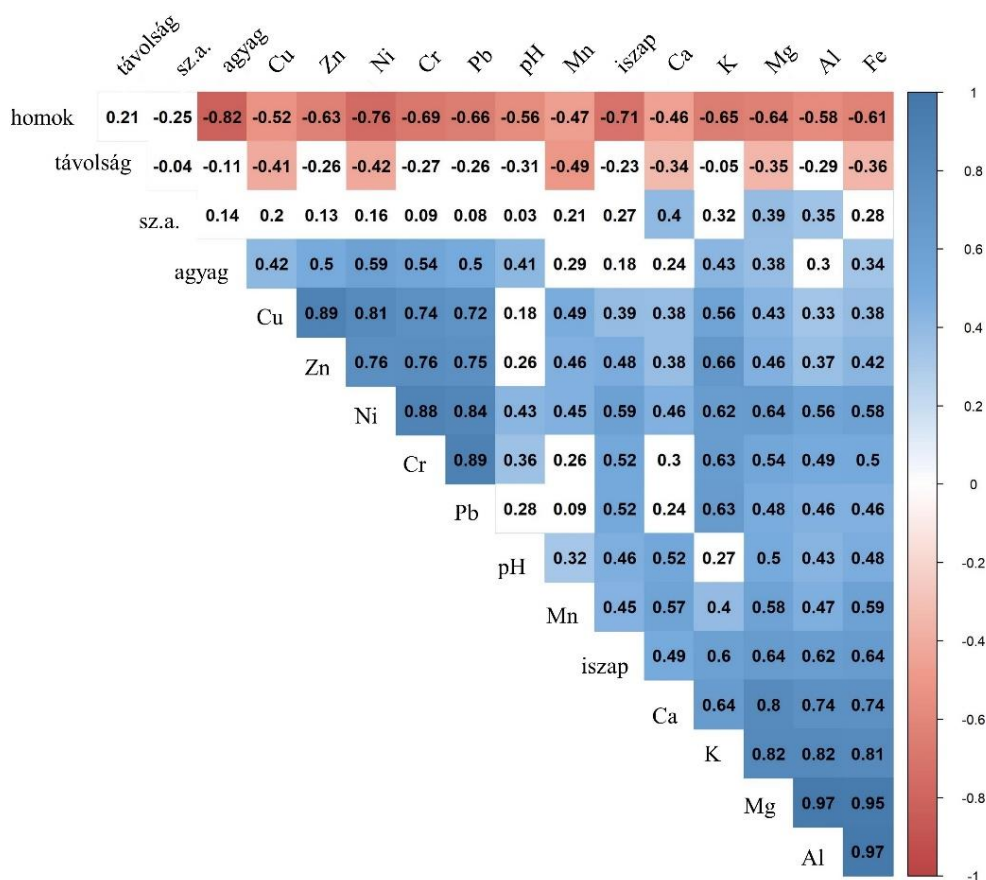
(Ö: övező – szürke, S: sarlólapos – narancssárga; whiskers: $1,5 \times$ interkvartilis tartomány, •: kiugró értékek; box: alsó kvartilis, medián, felső kvartilis; notch: a medián 95%-os konfidencia intervaluma)

44. ábra: A két ártéri forma fémakkumulációs (mg/kg) különbségei

Az ártéri formák szemcseösszetétel-vizsgálatának eredménye összhangban van Nanson (1980) megállapításaival, miszerint az övezők durvább szemcsefrakciókból épülnek fel, mint a sarlólaposok. Az övezőkönál a homok frakciók aránya $17,6 \pm 7,9\%$ volt, míg a sarlólaposok esetében csak $10,6 \pm 2,2\%$, továbbá az agyagtartalom ez utóbbi formáknál volt magasabb $36,8 \pm 3,2\%$, míg az övezőkönál alacsonyabb, $33,4 \pm 5,5$. Ez abból is következik, hogy az övezők nagyobb vízállás idején kerülnek víz alá, amikor megnövekszik a folyó hordalékszállító-képessége, így a szállított anyag is durvábbá válik. A sarlólaposoknál a visszamaradó pangóvizekből lassabban, finomabb szemcsefrakciójú anyag ülepszik ki. Emellett a sarlólaposokban a jobb vízellátottság sűrűbb növényzetet is eredményez – ez a magasabb szervesanyag-tartalomban is visszatükröződött; $4,9 \pm 1,3\%$ volt a laposoknál, míg a zátonyok esetében $4,2 \pm 1\%$ – és ez lassítja a vízmozgást és szintén elősegíti a finomabb szemcsék kiülepedését. A magasabb szervesanyag-tartalom, illetve a finomabb szemcseméret pedig kedvező feltételeket teremt a fémek megkötődésének (Horowitz 1986; Salomons et al. 1987; Szabó et al. 2010a), amely megmutatkozott a fémek mennyiségbeli különbségében is a két forma között (44. ábra).

4.5.2. A nehézfémkoncentráció és a talajtulajdonságok közötti kapcsolat

A korrelációelemzés szerint a fémek és a homok frakció, illetve a Tiszától való távolság között negatív kapcsolat volt, míg a fémtartalom a talajtulajdonságokkal pozitív kapcsolatban álltak. A fémek megkötésében az agyagtartalom közepes korrelációval játszott szerepet. Az egyes fémek között, pl. Zn/Cu, Cu/Pb, Fe/Mg, Mg/Ca, Fe/Al, Ni/Cr szoros ($r > 0,7$) összefüggés volt jelen. Az Al a mikroelemek közül a Cr, Cu, Ni korrelált szorosan, míg a Fe szintén az említett mikroelemekkel, illetve mellettük a Zn-vel volt szoros kapcsolatban (45. ábra).



(sz.a.: szervesanyag %; távolság: Tiszától mért távolság)

45. ábra: A talajtulajdonságok és a nehézfémek közötti kapcsolatok

A főkomponens elemzés (PCA) RCs módszerét használva a következő eredmények születtek. A fémeken elvégzett PCA vizsgálat RMSR-értéke 0,03 volt, amely igazolta, hogy a modell minősége jó volt; az eredmény a teljes variancia 92%-át magyarázta. Az RC1 41%-ot magyarázott és szoros kapcsolatban állt az Al, Ca, Fe, K és Mg elemekkel, míg az RC2 magyarázta a variancia további 40%-át és a Cr, Cu, Ni, Pb, Zn elemekkel korrelált. Az RC3 11%-ot magyarázott és a Mn-nal

korrelált. Eszerint az RC1 a makro, míg az RC2 a mikroelemek (amelyek egyben a nehézfémek is voltak) csoportját képviselte.

A fémek eloszlására hatással lévő tényezők vizsgálatában az RC-eket, mint változócsoportokat használva azt találtuk, hogy az RC1 – tehát a makro elemek –, mint függő változók egy olyan modellt eredményeztek, ahol a talajtulajdonságok és a két ártéri forma a variancia 14,3%-áért volt felelős és csak a szervesanyag-tartalommal volt szignifikáns kapcsolatban (a parciális ω^2 alapján közepes hatással). A többi tényező nem volt szignifikáns a modellben (15. táblázat).

15. táblázat: Az RC1-gyel végrehajtott GLM eredménye

Modell paraméter	SS	df	F	p	ω^2
Modell	12,539	4	3,665	0,010	0,143
Ártéri formák	0,443	1	0,518	0,474	-0,006
Agyag	0,737	1	0,862	0,357	-0,002
Tiszától való távolság	2,466	1	2,883	0,095	0,025
Szervesanyag-tartalom	5,265	1	6,155	0,016	0,069
Reziduálisok	50,461	59	-	-	-
Összesen	63,000	63	-	-	-

(SS: négyzetösszeg, df: szabadságfok, F: F-statisztika, p: szignifikancia, ω^2 : effect size; $p < 0,05$ félkövérrel kiemelve)

A nehézfémek (RC2) esetében azonban, a két ártéri forma és az agyagtartalom szignifikáns ($p < 0,05$), hatásuk közepes és nagy volt ($\omega^2 = 0,048$ és $\omega^2 = 0,141$), a modell a variancia 30,8%-át magyarázta. A nehézfémek eloszlására az agyagtartalom volt a legnagyobb hatással, az ártéri formák csak ezután következtek (16. táblázat).

16. táblázat: Az RC2-vel végrehajtott GLM eredménye

Változó	SS	df	F	p	ω^2
Modell	22,160	4	8,004	<0,001	0,304
Ártéri formák	3,778	1	5,458	0,023	0,048
Agyag	9,678	1	13,981	<0,001	0,141
Tiszától való távolság	0,988	1	1,427	0,237	0,005
Szervesanyag	0,526	1	0,761	0,387	-0,003
Reziduálisok	40,840	59	-	-	-
Összesen	63,000	63	-	-	-

(SS: négyzetösszeg, df: szabadságfok, F: F-statisztika, p: szignifikancia, ω^2 : effect size; $p < 0,05$ félkövérrel kiemelve)

A mintaterületen a fémek és a folyótól való távolság között gyenge és közepes negatív kapcsolat volt (-0,26 - -0,49), mely eredmények egybehangoznak Zhao és Marriott (2013) megállapításaival. A gyenge kapcsolat annak következménye, hogy a mintázott terület 2500-3000 m távolságban van az élő Tisza medrétől, és ebben a távolságban az üledékfelhalmozódási folyamatok már nem olyan intenzívek, mint a folyó közvetlen környezetében, a területet csak a nagyobb áradások vize éri el. Dezső

et al. (2009) megállapításai szerint a folyótól 1000 m távolságban évenként körülbelül néhány milliméter vastagságú hordalékanyag ülepedik ki, tehát a megvizsgált talajminták 50-100 (vagy még több) év árvízi eseményeinek következtében rakódtak le.

A fémek megkötésében a szerves és szervesen kolloidok játszik a fő szerepet. Az ártéren a mikroelemek (RC2) koncentrációjának az agyag, mint szervesen kolloid, volt az egyik legmeghatározóbb tényezője, illetve az ártéri formák típusa volt rájuk jelentős hatással. A makroelemeknél (RC1) azonban az agyagtartalom nem volt jelentős befolyásoló tényező. Ennek oka, hogy az agyagszemcsék (azaz agyagásványok) – amelyek egyébként a sarlólapos formaelemekben voltak jelen nagyobb arányban –, megkötötték a mikroelemeket, de a makroelemek gyakran az agyagásványok kristályszerkezetének építőelemei (mint Al-, Fe és Mg-oktaéder lapok) (Vantelon et al. 2001), így koncentrációjuk nem függ az agyagtartalomtól. Az ártéri területeken a talajképződés folyamatát alapvetően meghatározza a talaj nedvességtartalma és az időnként visszatérő árvízi elöntés. Mindez pedig irányítja a fémek adszorpciós-deszorpciós folyamatait, a pH-n, a szervesanyag-tartalom átalakulásán, a humuszképződésen keresztül, amelyek pedig szorosan kapcsolódnak az ártéri formák morfológiai sajátágaikhoz (Pinay et al. 2000).

A GLM-ben a makroelem (RC1) koncentrációknak a legfontosabb és egyben szignifikáns magyarázó tényezője a szervesanyag-tartalom volt, minthogy a Fe, az Al és a Ca a talaj szervesanyag-tartalom stabilitásának a kulcsfontosságú fenntartója. Számos korábbi kutatás (Chen et al. 2019; Giannetta et al. 2019) támasztja alá e szoros kapcsolat meglétének tényét. A páronkénti korrelációk azonban, csak 0,3-0,5 között változtak. Ez annak köszönhető, hogy az ártéri környezet nem teremt kedvező feltételeket a humuszképződésnek, így általában ebben a környezetben az átalakulás első lépéseként keletkező fulvosavak dominálnak, amelyek pedig savas karakterűek, kevés kötési hellyel és gyenge kötési képességgel rendelkeznek (Borůvka és Drábek 2004).

4.5.3. A horizontális nehézfém mintázat

A mintaterületnek választott ártéren a nagyobb fémkoncentráció a sarlólapos formákhoz volt köthető. Minden vizsgált fém – kivéve Al, Ca – tekintetében szignifikáns ($p < 0,05$) különbség volt a két ártéri forma között (*17. táblázat*).

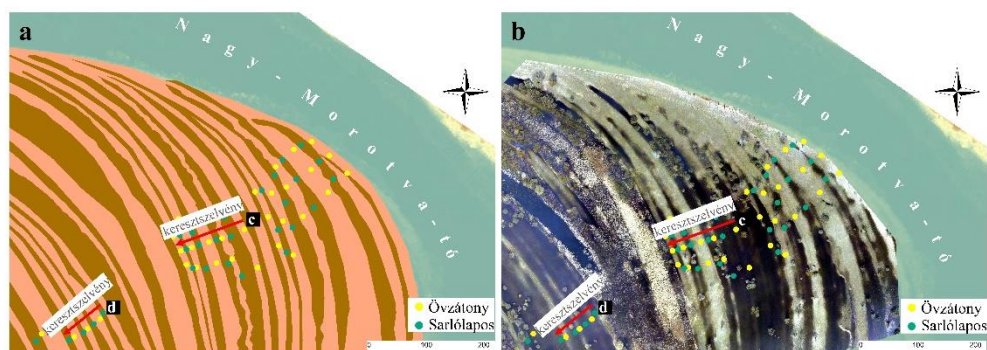
Ahogy azt korábban láthattuk – *44. ábra, 14. táblázat* – a kisebb arányban jelen lévő kolloid méretű szemcsék miatt az övzátanyok nehézfém-koncentrációja alacsonyabb volt, mint a sarlólaposoké. Emellett azonban, volt egy másik jellemző folyamat, amely a vizsgált ártéren jelentős hatást gyakorol a nehézfémek mennyiségére, mégpedig az erózió és kilúgzás (Ciszewski és Grygar 2016). Az övzátanyok pozitív, magasabban fekvő, illetve a magasabb homokfrakciók arányának köszönhetően jobb beszivárgási kapacitással rendelkező formákként vannak jelen az ártéren. Mind a beszivárgó csapadékvíz, illetve árvíz, mind a felszíni lefolyás kimoshatja a finomabb szemcséket – amelyek megkötik a fémeket – és ezáltal csökkentik az övzátanyok nehézfém-koncentrációját, valamint egyúttal növelik a fémek mennyiségét a szomszédos sarlólaposokban. Ennek megfelelően, a mintaterületen váltakozó sarlólapos övzátany formákban (*46a,b ábra*) egyszerű,

szabályos mintázat volt megfigyelhető a nehézfémek koncentrációjában: a laposokban, mint mélyebben fekvő formaelemekben magasabb, míg a zátonyok esetében alacsonyabb volt a koncentráció (46d ábra). Bár a nehézfémek tekintetében mindegyik esetben szignifikáns különbséget lehetett kimutatni a két ártéri formánál, azonban nem minden forma esetében egységesen jelentkezett a szignifikáns és ilyen irányú eltérés. Azoknál az övzátonyoknál, amelyek bár pozitív formaelemek, de az ártér alacsonyabban fekvő részein találhatóak, a nehézfémek mennyisége nem követte az előzőekben említett mintázatot. Ez a jelenség a 46c ábra első két övzátony formájánál meg is figyelhető: az alacsonyabb fekvésű zátonyok fémkoncentrációi a köztük lévő sarlólaposéval hasonlóak, még annál kissé magasabbak is. Tehát az ilyen esetekben a kimosódási folyamatok helyett, inkább a felhalmozódási folyamatok domináltak. Illetve, ebben az esetben az övzátony formák növényzetének sűrűsége is – amely szintén az alacsonyabb fekvésből adódó jobb vízellátottság következménye – fokozza az üledék lerakódást (Crosato és Saleh 2011; Kiss et al. 2019), így eredményezve hasonló mintázatot a két formánál.

17. táblázat: A sarlólapos és övzátony formák fém akkumulációs különbségei a független mintás (Yuen's) t-próba alapján

Fém	Teszt	t	df	p	átlag különb. (mg/kg)	ξ
Al	Yuen's teszt	1,69	35,9	0,101	-3031,88	0,430
	bootstrapped	-1,62	-	0,120	-	-
Ca	Yuen's test	1,87	35,0	0,070	-1435,94	0,433
	bootstrapped	-1,78	-	0,077	-	-
Fe	Yuen's teszt	2,16	32,9	0,038	-4647,53	0,539
	bootstrapped	-2,06	-	0,057	-	-
K	Yuen's teszt	3,35	35,2	0,002	-556,64	0,632
	bootstrapped	-3,28	-	<0,001	-	-
Mg	Yuen's teszt	2,53	36,4	0,016	-1025,14	0,565
	bootstrapped	-2,42	-	0,013	-	-
Mn	Yuen's teszt	3,26	37,1	0,002	-256,68	0,603
	bootstrapped	-3,17	-	0,002	-	-
Cr	Yuen's teszt	2,39	36,6	0,022	-2,34	0,452
	bootstrapped	-2,29	-	0,023	-	-
Cu	Yuen's teszt	3,93	37,5	<0,001	-4,45	0,704
	bootstrapped	-3,79	-	0,002	-	-
Ni	Yuen's teszt	4,27	32,0	<0,001	-3,16	0,791
	bootstrapped	-4,06	-	0,002	-	-
Pb	Yuen's teszt	3,05	38,0	0,004	-4,43	0,549
	bootstrapped	-2,95	-	0,003	-	-
Zn	Yuen's teszt	4,51	25,7	<0,001	-19,31	0,815
	bootstrapped	-4,25	-	<0,001	-	-

(t: t-statisztika, df: szabadságfok, p: szignifikancia, átlag különb.: a nehézfémek koncentrációja közötti átlagos különbség, ξ: effect size; p < 0,05 félkövérrel kiemelve)

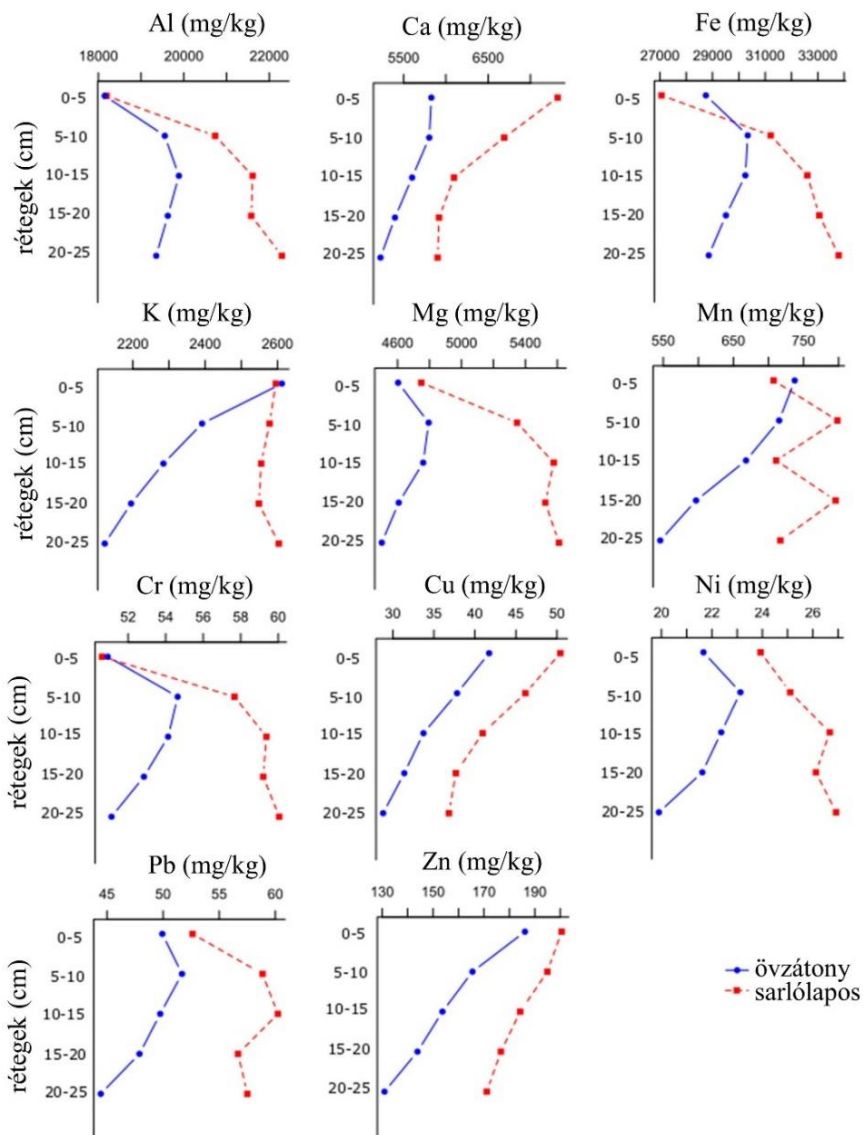


(a) A LiDAR DTM alapján vektorizált sarlólapos és övzátóny formaelemek; (b) a sarlólapos és övzátóny rendszerek drónos felvételen a 2017-es áradás és hóolvadás után; (c, d); a sarlólapos és övzátóny formaelemek keresztmetszelvei (magasságtorzítás: 2) a LiDAR pontfelhőben, illetve a nehézfémek koncentrációi. A talajmintavételi pontok és a keresztmetszelvek mintavételi helyei az (a) és (b) ábrán feltüntetésre kerültek. Illetve a két forma általános vegetációs és textúra jellemzőiket az (a) és (b) ábrák alatti rajzok illusztrálják.

46. ábra: Sarlólapos és övzátóny sorozatok nehézfém akkumulációs mintázata

4.5.4. A vertikális nehézfém mintázat

A vertikális fémfelhalmozódást elemezve nem mutatható ki egyértelmű, általános mintázat (47. ábra). A Ca, Cu és Zn koncentrációja a felső 5 cm-es rétegben volt a legmagasabb, és a mélységgel folyamatosan csökkenő mennyiségben voltak jelen mindkét ártéri forma esetében. Az Al, Fe, Mg és Cr pedig a mélységgel növekvő mennyiségben voltak jelen a sarlólaposoknál, míg az övzátonyoknál csak az 5-15 cm-es rétegtől növekedett a mennyiségük. A Mn és a K az övzátonyoknál azonos mintázatot mutatott a sarlólapos formákkal ellenben.



47. ábra: A nehézfémek vertikális eloszlásának ábrája

A kétutas faktoriális ANOVA szerint az ártéri formák (tehát az ártér geomorfológiája) szignifikáns különbségeket eredményeztek a felső 25 cm-ben minden fém koncentrációját – kivéve a Ni – illetően a vertikális eloszlásban: minden mélységi rétegben nagyobb koncentráció társult a sarlólapos formákhoz (18. táblázat). Az elemzés során két olyan fém volt, a Ca és Cu, amelynél a két tényező (tehát a mélység és a formátípus) interakciója nem volt szignifikáns hatással a mennyiségbeli eloszlásra, minden más esetben a koncentrációk szignifikánsan függtek a mélységtől és a formák típusától (18. táblázat).

18. táblázat: A kétutas faktoriális ANOVA eredménye a vertikális rétegzettség és ártéri formánként

Fém	Négyzetes középérték			F érték			p (szignifikancia)		
	Réteg	Forma	Réteg: Forma	Réteg	Forma	Réteg: Forma	Réteg	Forma	Réteg: Forma
Al	60,345,174	164,033,034	15,134,736	15,15	41,18	3,80	<0,001	<0,001	0,005
Ca	8,798,030	44,212,057	2,242,957	4,473	22,476	1,140	0,001	<0,001	0,338
Fe	102,014,865	267,920,804	86,580,483	9,558	25,101	8,112	<0,001	<0,001	<0,001
K	646,924	4,338,481	466,156	7,507	50,342	5,409	<0,001	<0,001	<0,001
Mg	1,651,569	33,482,505	1,858,403	4,637	93,997	5,217	0,001	<0,001	<0,001
Mn	129,790	578,617	116,851	2,842	12,669	2,559	0,024	<0,001	0,039
Cr	285,8	1443,5	162,8	7,915	39,981	4,510	0,001	<0,001	0,001
Cu	1582	3953	12	61,105	152,639	0,475	<0,001	<0,001	0,754
Ni	24,3	1073,8	55,3	1,849	81,739	4,209	0,119	<0,001	0,002
Pb	225	4743	201	3,913	82,395	3,491	0,004	<0,001	0,008
Zn	15774	57966	1181	49,079	180,357	3,674	<0,001	<0,001	0,006

(p <0,05 félkövérrel kiemelve)

A mintaterület vertikális fémeloszlása változó tendenciát mutatott a vizsgált fémek tekintetében. Ez részben a természetes folyamatokkal (pl.: erózió, kimosódás, szemcseméret-eloszlás és szervesanyag-tartalom) magyarázható, de antropogén tevékenységekkel is számolni kell a magyarázatok keresése során. A Tiszán 2000 márciusában levonuló árhullám nehézfém-szennyeződést is tartalmazott – a máramarosi hegység ércbányászati tevékenységéhez kapcsolódó baleset miatt (Hamar és Sárkány-Kiss 1999; Alapi és Győri 2003; Sárkány-Kiss et al. 2012) –, amely érintette a vizsgált árteret is. A szennyezés a Pb nehézfém esetében a sarlólaposoknál az 5-10 cm-es rétegben volt azonosítható. Ez azt jelentette, hogy a mintaterületen a 2000-es évtől körülbelül 5-10 cm vastagságú üledék halmozódott fel. Az akkumuláció oka azonban, nem csak a folyóvízzel érkező lebegtetett üledék kiülepedése volt, hanem a magasabban fekvő, övzátony formák eróziója, a finom szemcsék kimosódása is, illetve a szerves anyagok felhalmozódása is szerepet játszott benne.

5. Következtetések

A mintaterületről rendelkezésekre bocsátott árvízvédelmi célú felmérésből származó adatok, bár nem jelen kutatáshoz voltak optimalizálva, nagy lehetőséget jelentettek az ártér felszínformáinak hidromorfológiai megközelítésű elemzésében. A mintaterület LIDAR alapú terepmodellje korábban nem látott részletességgel engedett betekinteni az ártér geomorfológiai jellemzőibe. Segítségével elkészült a teljes mintaterület geomorfológiai egységeinek átfogó térképe és a rakamazi terület ártéri formátípusait tartalmazó részletes térkép. A LiDAR DTM vizuális interpretációjával olyan formák azonosítására is lehetőség nyílt, amelyek a terepi viszonyok között nem megközelíthetők és formahatáraik nem láthatók. Illetve azon formák, amelyek kis méretüknél fogva (pl. fokok, keskenyebb sarlólaposok és övzátonyok) nem detektálhatók korábbi, gyengébb felbontású felvételeken.

A LiDAR felvétellel egyidőben készített ortofotó nagy segítséget jelentett a felszínborítási kategóriák elkülönítésében. A térbeli elemzésekkel lehetőség nyílt a geomorfológiai egységek és a felszínborítási kategóriák összefüggéseinek vizsgálatára. A LiDAR pontfelhő vegetációs pontjainak vizsgálata további információkkal szolgált a növényzet sűrűségéről és magasságáról. A hiperspektrális felvétel csatornáiból készített NDVI réteg lehetőséget nyújtott a vízzel fedett területrészek detektálására. A sarlólaposoknál azokon a részeken, ahol az $NDVI < -0,3$ volt alacsonyabb pontsűrűség volt tapasztalható, $2,68 \text{ pont/m}^2$, míg azokon a részeken, ahol az $NDVI > -0,3$ értéket vett fel, ott magasabb, $3,77 \text{ pont/m}^2$, jelezve ezáltal a vízfelület meglétét. A Sentinel-2-es felvételek jó lehetőséget adtak a meder-ártér oldalirányú kapcsolatrendszerének vizsgálatára, a vízfelület-változás nyomon követésével. A Sentinel-2-es műholdak észlelési adatait használva, azt tapasztaltam, hogy egy kisebb árhullám (2 nap) következtében, akár 3-4 hét elteltével a rakamazi ártér 1/3-án visszamaradhat a víz. Ez nem csak a mélyebb fekvésű formákat, hanem például az övzátonyokat is érintette, amelyek szintén 1/3-a volt vízborítás alatt, 3 héttel az árhullám levonulása után.

A sarlólapos és övzátóny formákat mélyebben vizsgálva, megállapíthatóvá vált, hogy a laposoknál a sűrű, alacsony és közepes vegetáció, illetve a vízfelület megléte van hatással geomorfológiai értelemben a pontfelhő és a LiDAR DTM sajátosságaira, esetükben 10,2% a hiányzó talajpontok száma. A zátonyok esetében pedig a mélyebben fekvő formák, amelyek sűrű nádassal fedettek, vannak leginkább kitéve az osztályozási tévedéseknek, amely rontja a terepmodell pontosságát. Összességében elmondható, hogy a vegetáció jelentős hatással van a terepmodell hibáira: a DTM és a felmért terület adatai között átlagosan $0,15 \pm 0,12 \text{ m}$ különbség van, ami egy sarlólapos átlagos mélységének vagy egy övzátóny magasságának körülbelül 60%-a.

A LiDAR pontfelhő zajszerűsége, a talajpontok osztályozására jó lehetőséget nyújtottak a nyílt forráskódú szoftverkörnyezetbe beágyazott eljárások. A statisztikai alapú zajsűrűk alkalmazása hatásos eszköz volt a kiugró pontok eltávolítására. Megállapítottuk, hogy minden típusú előzetes zajsűrűs pontosabb eredményeket hozott a feldolgozás során, mint amit az eredeti adatbázis alkalmazása során tapasztalhattunk. Bár a felszíni távolság alapú szűrés az izolált pontokat is eltávolítja,

javaslatom ebben az ártéri környezetben mégis a szomszédos távolság alapú szűrő használata, amely, nem sokkal (átlagosan 0,012 m), de a pontosabb modellt szolgáltatva. A CSF, mint talajpont osztályozási módszer, hatékony eszköz volt, és az eredményül kapott DTM-ek hibái alacsonyak voltak (-0,03 m-től -0,22 m-ig, a felső és alsó kvartilisként). A CSF paramétereknél a durvább szövetméret (5 m) és a kisebb osztályozási küszöbérték (0,2) eredményezte a legjobb modelteljesítményt. Az eredményekre támaszkodva ezeket a CSF paraméterek használatát javaslom egy hasonló fluvialis környezetben. (A szövetméret esetében a fejlesztő ajánlása a ponttávolság egyharmada volt. Ennek megfelelően a finomabb, 2 m-es szövetfelbontás használata lett volna indokoltabb, illetve az osztályozási küszöbértéknél, a 0,5 beállítása.)

Az interpolációk esetében két következtetést vontunk le: a mediánokat figyelembe véve a Natural Neighbor (NA) módszer adta a legpontosabb modellt; a különbségek tartományát tekintve pedig a Topo to Raster (TT) és a terrain dataset-ek a természetes szomszéd interpolációval (TD, TH) biztosították a legjobb DTM-eket. Ezen eredményekre támaszkodva javaslatom az, hogy amennyiben az ESRI ArcGIS szoftver rendelkezésre áll, megfontolandó a TT, TD és TH módszerek alkalmazása, mivel azok kevéssel teljesítettek az NA interpolációk alatt, és értékeik tekintetében szűkebb skálán mozogtak, így a potenciális hiba kisebb is lehet. A durvább, 2 m-es felbontás átlagosan 0,009-0,012 m-rel volt közelebb a referencia pontokban mért magassághoz, mint a finomabb felbontás. Azt azonban szem előtt kell tartani az ártér kisebb méretű, keskenyebb formáinak (pl. fokok, keskenyebb sarlólapos és övzátany formák) azonosításánál, hogy csak azok a formák azonosíthatók, amelyek azonos, vagy nagyobb mérettel rendelkeznek, mint a DTM pixelek felbontása; így az elemzések során az 1 méteres felbontást használtam. Javasolom ennek mérlegelését más ártereken is.

Az ártéri formakincs automatikus kinyerése több szempontból előnyös volt pl.: gyors, objektív, a munkafolyamat megismételhető. A pontosság tekintetében azonban alulmaradt a vizuális interpretációnak. A DTM, a lejtőkítség, a lejtőszög és az NDVI együttes alkalmazása esetén az ártéri formák pixel alapú osztályozása összességében 71%-os (OA) pontosságot ért el. Bár ez a pontosság nem nagy, az övzátanyok osztályozási hibája csak 27% volt. A sarlólaposok azonosítása viszont nehezebbnek bizonyult a sűrű növényzet, valamint a vízfelület, a vízi növényzet megléte miatt, amikor ugyanis a DTM nem tükrözte a homorú formát. További morфомetriai rétegek bevonásával a PB-megközelítés 80-81%-os pontosságot ért el, amely elfogadhatónak tekinthető, mivel a vizsgált fluvialis formák hasonló tulajdonságokkal rendelkeztek.

A fluvialis formák morфомetriai változóinak bevonásával történt osztályozása során a következő megállapítások tehetők:

- A sarlólapos, övzátany, fok és folyóhát azonosításában számos morфомetriai változó hatékonyan használható, a nagyobb számú változó azonban nem jelentett lényegesen jobb modelteljesítményt.
- Az RFE, mint változókiválasztási módszer, segített megtalálni a legkevesebb olyan változót, amely a legnagyobb mértékben járul hozzá a modell pontosságához. Fő megállapításunk az volt, hogy a kiválasztott

változókészlet modellfutásonként változhat; a maximális OA szinte azonos volt. Bár az ismétlődő modellekben a változók nem voltak azonosak, sikerült azonosítani a leggyakoribbakat. A PB-megközelítésnél négy, az OO-megközelítésnél két változó bevonása megfelelő pontosságot biztosított, és a hibák nem tértek el lényegesen a morfológiai indexek maximális számától.

- Az OO és a PB megközelítések eltérően teljesítettek: az objektum-orientált megközelítés eredményesebb volt 95%-os OA-val, míg a pixel-alapú megközelítés gyengébb (81%) teljesítményt nyújtott; a téves besorolások ellenére azonban, minden forma azonosítható volt.
- A legfontosabb változók – GenSurf, Elrel, FlodO, MRVBF1, ConvISR, DevME, DifME – pontos modellezést eredményeztek a fluviális formák esetében, de a változó szelekció módszertana fontosabb volt.

A LiDAR alapú térképezés, mivel mélyebb betekintést engedett az ártér mikrodomborzati sajátágaiba, segítséget nyújtott a morfológiai formákhoz kötött fémfelhalmozódás vizsgálatában is. A nehézfém vizsgálat során megállapítottuk, hogy a makro- és mikroelemek két, egymással nem korreláló főkomponenst alkottak, a következő okok miatt: a mikroelemek az agyagos üledékekhez kötődnek, míg az agyagok a makroelemekből, Fe, Al, Mg-ből állnak. A horizontális nehézfém-mintázatok fontos befolyásoló tényezői a fluviális formák, azaz a homorú sarlólapos és a domború övzátón: a vizsgált ártéren minden vizsgált fém esetében szignifikánsan ($p < 0,05$) magasabb volt a sarlólaposok koncentrációja. A vertikális eloszlás is jelentősen eltért formánként: minden rétegben magasabb volt a fémkoncentráció a sarlólaposokban. Míg az Al-, Fe-, Mg- és Cr-koncentráció fokozatosan emelkedett, addig a mélyebb rétegekben az összes többi fém csökkenő tendenciát mutatott.

A fenti eredmények fontos információt szolgáltatnak többek között a természetvédelmi szakemberek, a gazdálkodók számára, mivel a nehézfém-koncentráció közvetlen hatással van az élő szervezetekre, az árterek pedig a mezőgazdasági tevékenységek fontos színterei, itt például legeltetést és kaszálást folytatnak. Az ártéren feltárt nehézfém-felhalmozódási mintázatok összefüggései alapján jobban azonosíthatóvá válnak más ártereken is a magas nehézfém-tartalmú hotspot területek.

Összességében megállapítható, hogy az árvíz elleni védekezés kapcsán készült LiDAR alapú DTM nagyon jó alapot kínált az ártér alapszerkezetének mélyebb feltárására. Más forrásokból származó adatokkal együtt további lehetőségek adódtak az ártér hidromorfológia elemzésére. A 4 pont/m² pontsűrűség elegendőnek bizonyult az ártéri formakincs térképezésére, amely így is komoly adatmennyiséget és számítási igényt jelentett. Az értekezés terjedelmi korlátai miatt számos vizsgálatom nem kerülhetett bele a dolgozatba; ugyanakkor az elemzések közben újabb érdekes kérdések is felvetődtek – például az ártéri formadiverzitás elemzése tájmetriai mutatók segítségével, további előntési időszakok vizsgálata Sentinel-2 felvételek alapján, újabb formák nehézfém mintázatának elemzése, és a vizsgáltok teljes mintaterületre történő bővítése –, amelyek jövőbeli kutatási irányok lehetnek.

6. Összefoglalás

A doktori kutatásomban célul tűztem ki, hogy az ártér formakincsét, hidromorfológiai sajátosságait új megközelítésből, lézer alapú távérzékelés segítségével vizsgáljam és térképezem fel. Mintaterületnek egy Tisza menti árteret választottam (Rakamaz és Tiszalök közötti szakaszon – 8. ábra), ahol az árvíz elleni védekezés kapcsán – az SH/2/6 projekt keretében az Envirosense cég által – LiDAR lerepülés történt 2012-ben. A kérdés az, hogy a felmérésből származó LiDAR adatok – az árvízvédelmi célok mellett – milyen mértékben használhatók az ártéri formák térképezésére, ezáltal az ártér alapszerkezetének mélyebb megismerésére?

A választott mintaterület formagazdag, mindmáig megtalálhatók rajta a sarlólapos és övzátany sorok, folyóhátak, elhagyott folyómedrek, morotvák, ártéri lapályok, fokok. A disszertációmban kiemelt figyelmet fordítottam e formakincsek közül a sarlólapos és övzátany elemekre. A kutatómunka alapvetően geoinformatikai megközelítésű, de talajtani vizsgálatokat is végeztem, melyben a sarlólapos és övzátany formátípusok talajtulajdonságait és nehézfém felhalmozódási mintázatát elemeztem. Az értekezésben kidolgozott eredményeimet a következő területek mentén foglaltam össze: (1) a vizsgált ártér formakincse, víz és felszínborítási sajátosságai; (2) a sarlólapos és övzátany formaelemek jellemzői; (3) az ártér LiDAR alapú terepmodelljének előállítása; (4) az ártéri formakincs automatikus azonosítása; (5) a sarlólapos és övzátany formák nehézfém akkumulációs mintázata.

(1) A kutató munka a Tiszántúli Vízügyi Igazgatóság (TIVIZIG) által rendelkezésemre bocsátott LiDAR alapú adatállomány (a pontfelhő és DTM) vizuális interpretációjával, illetve ezt kiegészítő széleskörű terepi szemlével kezdődött, amely átfogó képet nyújtott a mintaterület hidromorfológiai jellemzőiről.

A kutatás kezdetén a teljes mintaterületet tekintve lehatároltam a geomorfológiai egységeket (15. ábra), mégpedig a következő kategóriákkal: (1) sarlólapos és övzátanysorozat, (2) jelenkori és egykori folyóhát, (3) elhagyott folyómeder, (4) morotva, (5) ártéri lapály, (6) formamentes ártéri sík, (7) nyírségi eolikus homokfelszín, (8) fok és csatorna, (9) Tisza. Legnagyobb területi aránnyal (36%-kal) a formamentes ártéri sík volt jelen, melyet a sarlólapos és övzátanysor követett 28%-kal. A többi formaelem 10% alatti részesedéssel bírt.

A rendelkezésemre álló ortofotó alapján vizsgáltam az egyes kategóriák felszínborítási sajátosságait is (17. ábra és 7. táblázat), mely alapján 6 kategóriát (művelt, füves, erdős, vizenyős és egyéb területek, illetve állandó vízfelületek) különítettem el. Az ártér legsokszínűbb élőhelyeit a sarlólapos és övzátany rendszerek adták, területükön viszonylag magas az erdők aránya (34,27%), amelyek elsősorban a Tisza futásvonala mentén lévő, jelenleg is épülő formák felszínére jellemzők. A füves (27,83%) és vizenyős területek (19,94%) is viszonylag nagy %-ban voltak jelen, amely legnagyobb részt a rakamazi ártérre koncentrált. Az említett három kategória – erdős, füves és vizenyős területek – mozaikos elhelyezkedése még tovább emelte az ártéri élővilág változatosságát. Az egyes élőhelytípusok fennmaradását az időről-időre visszatérő áradások is segítik. A Sentinel-2-es műholdak észlelési adatait használva, azt tapasztaltam, hogy egy

kisebb árhullám (2 nap) következtében, akár 3-4 hét elteltével a rakamazi ártér 1/3-a még vízborítás alatt volt (21-23. *ábra*).

A rakamazi ártérre elkészítettem az ártér geomorfológiai térképét is, amely a következő formakincseket tartalmazta: sarlólaposok (127 db), övzátonyok (105 db), folyóhátak (2 db), fokok (20 db), elhagyott medrek (1 db), lefolyástalan ártéri lapályok (2 db), morotva (1 db) (19. *ábra*).

(2) A rakamazi mintaterület sarlólapos és övzátony rendszereit mélyebben vizsgálva megállapítható, hogy a digitális terepmodell azoknál a formáknál, ahol kaszálással hasznosítják a területet, a legtöbbször pontosan visszatükrözi a formaelemekre jellemző konvex és konkáv alakot (26. *ábra*). Kivételt képez a sarlólaposok esetében a zombékoló sások jelenléte (20-30 cm-es kiemelkedések – 25f *ábra*), illetve a legeltetett állatok nyomai (10-15 cm-es mélyedések – 25g *ábra*), amelyek megnehezítik a talajpontok osztályozását és érdekessé teszik a DTM felületét. Más területrészekben, ahol mélyebb fekvésű, vizenyösebb térszínnek vannak jelen (így a kaszálás sem lehetséges), a sűrű növényzet, illetve a vízfelület és a rajta lévő vízi növényzet nagymértékben befolyásolja a DTM pontosságát. Ez általában szintén a sarlólaposokat érinti és csak kis mértékben (csak a sűrű növényzet) a zátonyokat.

A sarlólaposoknál azokon a részeken, ahol az NDVI < -0,3 alacsonyabb, 2,68 pont/m² volt a pontsűrűség, míg azokon a részeken, ahol az NDVI > -0,3 értéket vett fel, ott magasabb, 3,77 pont/m². Mind ez a vízfelület jelenlétét támasztja alá. A sarlólaposoknál a hiányzó talajpontok aránya 10,2% volt. A két forma tekintetében pedig az övzátonyoknál az összes pont, illetve talajpontok tekintetében magasabb pontsűrűség volt tapasztalható, mint a sarlólaposoknál. A vegetációs pontok esetében viszont a sarlólaposnál mind az alacsony, mind a közepes vegetációs pontok száma az övzátonyok pontsűrűségét meghaladó volt (8. *táblázat*).

A terepfelmérés alapján az övzátonyok relatív magassága 0,25±0,10 m, a sarlólaposok relatív mélysége pedig 0,24±0,12 m volt. A LiDAR DTM és a vizsgált magasság közötti különbség -0,15±0,12 m (maximum 0,67 m) volt, ami az ártéri formák relatív magasságainak körülbelül 60%-a. Az övzátonyok és a sarlólaposok magassághibái általában hasonlóak voltak (0,12 és 0,13 m). A megvizsgált növényborítottsági kategóriák (letisztított, füves, nádas és sásos, sűrű nádas és sásos, ligetes fás, füves területek szénabálakkal) tekintetében szignifikáns különbségek voltak tapasztalhatók (28a *ábra*) a két ártéri forma között.

(3) Mivel a LiDAR pontfelhők a terepen jelen lévő összes felszíni jellemzőt magukban foglalják, a digitális terepmodell létrehozásának egyik kulcseleme a zajsűrés, illetve a talajpontok leválogatása. Ebben a fejezet részben a rendelkezésemre bocsátott LiDAR pontfelhőt használva, eltérő eljárásokkal és beállításokkal, 180 terepmodellt hoztunk létre keresve a terepi viszonyokat legpontosabban visszatükrözőt. Az alábbi hipotéziseket fogalmaztuk meg: (1) a zajsűrés eljárások nagymértékben csökkenthetik azon pontok számát, amelyek hibákat okoznak a DTM létrehozása során; (2) a talajpontok leválogatása nagymértékben függ a CSF (*Cloth Simulation Filter* – Szövet Szimuláló Szűrő) algoritmus beállítási paramétereitől, leginkább a „szövet” mérettől (*cloth size*) és az

osztályozási küszöbértéktől (*classification treshold*); (3) az interpolációs módszer, illetve a felbontás felerősítheti, de el is simíthatja a DTM hibáit.

A különböző zajsűrűk és a CSF talajpont-leválogatás eltérő beállításai változatos pontszámot eredményeztek a modellekben (9. és 10. táblázat), a pontok száma mérsékelten korrelált az átlagos pontosságokkal ($r=-0,65$, $p<0,05$), ami azt jelzi, hogy nagyobb számú pontnál nagyobb a hiba. A legkisebb különbség a szomszédos távolság alapú eljárással szűrt és a durvább szövetméret (5), valamint a kisebb osztályozási küszöbérték (0,2) között volt.

Amikor páronként összevetettük az interpolációs eljárásokat azok szignifikánsan eltértek egymástól, kivéve a TT (*Topo to Raster*), TD (*terrain dataset + Natural Neighbor*) és TH (*terrain dataset with thinning + Natural Neighbor*) eljárások ($F=745,8$; $df=5,35 \times 10^{-5}$; $p<0,001$; 33. ábra). A legpontosabb modellt a Natural Neighbor (NA) interpolációjával állítottuk elő, 5-ös szövetmérettel és 0,2-es küszöbértékkel, itt azonban nagy volt a pozitív irányú kiugró értékek aránya. A valós magasságtól való eltérések tartományát tekintve a TT és a terrain dataset-ek a természetes szomszéd interpolációval (TD, TH) biztosították a legjobb DTM-eket. Tehát a TT, TD és TH módszerek alkalmazása szintén ajánlott lehet, mivel azok kevéssel teljesítettek az NA interpolációk alatt, és értékeik tekintetében szűkebb skálán mozogtak, így a potenciális hiba kisebb is lehet, mint az NA-nál. A TT, TD és TH algoritmusok azonban szoftverspecifikusak, csak az ArcGIS-be (ESRI 2014) beépítve található meg, míg az NA interpolációs algoritmusok számos szoftverkörnyezetben pl. ArcGIS (ESRI 2014), GRASS GIS (GRASS Development Team 2017), SADA (SADA project Team 2009), R (Gebhardt et al. 2019), és Python (Park et al. 2006) – melyek közül több is nyílt forráskódú.

A felbontást tekintve, a durvább, 2 m-es felbontás átlagosan 0,009-0,012 m-rel volt közelebb a referencia pontokban mért magassághoz, mint a finomabb 1 m-es. Az interpolációs eljárásoknál általában mindegy volt, hogy 1 vagy 2 m-es felbontást használunk, kivéve az NA módszernél, amikor a 2 m-es pixelméret 0,005 m-rel pontosabbnak bizonyult. A különbség szignifikáns volt. Azt azonban szem előtt kell tartani az ártér kisebb méretű, keskenyebb formáinak (pl. fokok, keskenyebb sarlólapos és övzátony formák) azonosításánál, hogy csak azok a formák azonosíthatók, amelyek azonos, vagy nagyobb mérettel rendelkeznek, mint a DTM pixelek felbontása (Hohenthal et al. 2011; Ninfo et al. 2011; Notebaert et al. 2009).

A kapott eredmények igazolták hipotéziseinket.

(4) A doktori munkámban további célom volt, hogy a LiDAR domborzatmodellt, az abból származtatott, valamint az azt kiegészítő adatokat használva automatikus osztályozást végezzek az ártéri formák lehatárolására.

Először is a sarlólapos és övzátony formaelemek automatikus pixel alapú osztályozását végeztem el, SVM (*Support Vector Machine*) osztályozót használva, a LiDAR DTM, a lejtőszög, a lejtőkiettség és az NDVI rétegeket bevonva. Az SVM osztályozással 71%-os a teljes pontosságot (OA) értem el, (11. táblázat, 35. ábra) az övzátonyok átlagos osztályozási hibája 26%, míg a sarlólaposoké 30% volt. A 71%-os teljes pontosság, bár nem érte el a műholdas képosztályozásnál elvárt pontosságot (min. 85%), jónak mondható, a két forma hasonló tulajdonságai miatt.

Ezt követően a sarlólapos és övzátóny formák mellett a folyóhát és fok elemeket is bevonva végeztünk osztályozást, egyrészt pixel alapon, másrészt objektum alapú megközelítésben. A lejtéviszonyok ismeretén kívül a domborzati jellemzők megismeréséhez fontos többletinformációval szolgálnak a különböző morfológiai mutatók. Az osztályozás alapjául így a LiDAR DTM és az abból származtatott 60 morfológiai változó szolgált. Emellett felhasználtuk a rakamazi terület 4 formaelemét tartalmazó (összesen 265 db objektum) geomorfológiai térképet is. Az osztályozást Random Forest (RF) osztályozóval végeztük Recursive Feature Elimination (RFE) változó szelekciós módszerrel kiegészítve, mind az objektumokon (forma szerinti átlagos pixelértékek), és mind a változók képpontjain.

Az RFE segített azonosítani a legfontosabb változókat (megőrizve a modell magas teljesítményét és csökkentve a túlillesztés kockázatát), amely pixel alapú osztályozás esetében 20 változót (37. ábra), az objektum megközelítésnél pedig 13 változót jelentett (38. ábra). Az 5000 pixelből és 265 formából 11 véletlenszerűen kiválasztott adathalmazzal végzett stabilitás-megbízhatósági elemzésünk azt mutatta, hogy az objektumorientált és a pixel alapú megközelítés különböző változókkal járul hozzá a legmagasabb teljes pontossághoz. A pixel alapú megközelítésnél a legnagyobb teljes pontosságot a 11 és a 20 változó adta, a teljes pontosság 78,5% és 81,1% érték között változott (39. ábra), amelyben a GenSurf került az első helyre 8 esetben a 11 ismétlésből. Az objektum alapú megközelítésnél a változók optimális száma 10 és 60 közötti tartományban változott, közel azonos 95,2% és 95,7% teljes pontosság mellett. A legfontosabb változónak a MRVBF1 bizonyult, amely, mind a 11 ismétlésben az első ranghelyen végzett. Összességében a legfontosabb geomorfológiai mutatók a pixel alapú megközelítésnél a GenSurf, EIRel, DTM, FlodO és TPI voltak, az objektumorientált megközelítésnél pedig az MRVBF1, MorfFeat, ConvISR, MS_TPI2 és DevME1.

A pixel alapú módszernél mind a 61 változót bevonva az osztályozásba a teljes pontosság 80,7%-os volt, az RFE szerint az optimális 20 változó 79,5%-os teljes pontosságot eredményezett. Négy morfológiai mutatót tartalmazó modell, a GenSurf, az EIRel, a DTM és a FlodO csak 4,6%-kal volt rosszabb az előrejelzésben, mint amikor 61 változót használtunk (40a és 41b ábra). Az objektumorientált osztályozásokban a legjobb teljes pontosság a 10 változó modelljéhez tartozott (95,4%) (40b ábra). Az RFE változókiválasztás szerinti optimális 13 változó csak a hetedik legjobb modell volt a listában.

(5) Kutatásom további céljai között szerepelt, hogy megvizsgáljam a sarlólapos és övzátóny formaelemek fémakkumulációs mintázatát. A következő kérdésekre kerestem a választ: (1) Van-e szignifikáns különbség a sarlólapos és övzátóny formaelemek nehézfém akkumulációjában? (2) Alapvetően mely talajtulajdonságok befolyásolják a fémfelhalmozódást? (3) Megfigyelhető-e valamilyen trend a fémek vertikális eloszlásában? (4) Van-e a két ártéri forma vertikális fémfelhalmozódásában statisztikailag igazolható kölcsönhatás?

A geomorfológiai alapú nehézfém elemzés során megállapítottuk, hogy a sarlólapos és övzátóny formák fontos befolyásoló tényezői az ártér horizontális fémmintázatának: szignifikáns különbségeket ($p < 0,05$) tártunk fel a Fe, K, Mg, Mn,

Cr, Cu, Ni, Pb és Zn tekintetében a két forma között (44. és 46. ábra). Mindez egyrészt a talajtulajdonságokból is adódott, a sarlólapos magasabb szervesanyag-tartalma ($4,9 \pm 1,3\%$, míg a zátonyok esetében $4,2 \pm 1\%$), illetve a finomabb szemcsemérete (az agyagtartalom $36,9 \pm 3,2\%$, a homok pedig $10,6 \pm 2,2\%$, szemben az övzátonyok $33,4 \pm 5,6\%$ agyag- és $17,6 \pm 7,9\%$ homoktartalmával) kedvezőbb feltételeket teremtett a fémek megkötődésének. A GLM alapján a makro- és mikroelemekre eltérő eredményeket kaptunk (15. és 16. táblázat): a makroelem-koncentrációt a szervesanyag határozta meg, míg a mikroelemeknél az agyagtartalom és a formák voltak jelentős magyarázó változók. Másrészt pedig az erózió és a kilúgzás következményeként is magasabb lehet a sarlólaposok fémkoncentrációja. Az övzátonyok pozitív, magasabban fekvő formák, amelyek a magasabb homokfrakciónak köszönhetően jobb beszivárgási kapacitással rendelkeznek, így a beszivárgó víz és a felszíni lefolyás is kimoshatja a finomabb szemcséket – amelyek megkötik a fémeket – és ezáltal csökkentik az övzátonyok nehézfém-koncentrációját, egyúttal pedig növelik a szomszédos sarlólaposok fémmennyiségét (46. ábra). Harmadrészt a sarlólaposok sűrűbb növényzeti is csökkenti a víz áramlási sebességét és fokozza a lerakódást.

A vertikális eloszlás is szignifikánsan eltért formánként: minden rétegben magasabb volt a fémkoncentráció a sarlólaposokban (18. táblázat). Míg az Al-, Fe-, Mg- és Cr-koncentráció fokozatosan emelkedett, addig a mélyebb rétegekben az összes többi fém csökkenő tendenciát mutatott (47. ábra). A sarlólaposoknál a Pb nehézfém nagyobb mennyiségben az 5-10 cm-es rétegben volt azonosítható. Ez azt jelentette, hogy a mintaterületen a 2000-es évtől (amikor is a nehézfémmel szennyezett árhullám vonult le a Tiszán) körülbelül 5-10 cm vastagságú üledék halmozódott fel. Az akkumuláció oka viszont, nem csak a folyóvízzel érkező lebegtetett üledék kiülepedése volt, hanem a magasabban fekvő, övzátony formák eróziója, a finom szemcsék kimosódása, illetve a szerves anyagok felhalmozódása is szerepet játszott benne.

7. Summary

In my doctoral research, I aimed to investigate and map the characters and hydromorphological properties of the floodplain forms with a new approach, using laser-based remote sensing. I've chosen a study area along the floodplain of the Tisza River (between Rakamaz and Tiszalök – *Fig. 8*), where a LiDAR flight took place in 2012 in the framework of the SH/2/6 flood protection project. The question is, can the LiDAR data from this survey be used to map floodplain forms, thereby gaining a deeper understanding of the basic structure of the floodplain?

The study area is rich in landforms: swales, point bars, levees, paleo river channels, crevasse channels, oxbows and backswamps can still be found. In my dissertation, I paid special attention to the swales and point bars elements of these fluvial forms. The research work basically relied on geoinformatics approaches, but I also carried out soil analysis, in which I analysed the soil properties and the accumulation pattern of heavy metals in the swales and point bars elements. I summarized my results in the dissertation along the following areas: (1) the fluvial forms of the studied floodplain and the character of the water and land cover of the floodplain; (2) the characteristics of the swales and point bars; (3) the generation of a LiDAR-based terrain model of the floodplain; (4) the automatic identification of the floodplain elements; (5) the heavy metal accumulation pattern of the swale and point bar systems.

(1) The research work started with the visual interpretation of the LiDAR-based data set (the point cloud and DTM) provided by the Trans Tisza Water Directorate (TIVIZIG) and with a comprehensive field survey that provided a general picture of the hydromorphological characteristics of the study area.

At the beginning of the research, I delimited the geomorphological units for the whole sample area (*Fig. 15*), with the following categories: (1) swale and point bar, (2) active and inactive levee, (3) paleo river channel, (4), oxbow, (5) backswamp, (6) plain without forms, (7) eolic sand of Nyírség (8) crevasse channel and drain, (9) Tisza river. The formless floodplain (plain without forms) was present with the largest area ratio (36%), followed by swale and point bar (28%). The other elements had a share of less than 10%.

Based on the available orthophoto, I also examined the land cover properties of each category (*Fig. 17 and Table 7*). Six categories (arable land, grassland, forest, wetland and other areas, as well as permanent water surfaces) were separated. The most diverse habitats of the floodplain were the swale and point bar systems, where the proportion of forests in their area is relatively high (34.27%), which is mainly concentrated on the surface of the forms along the Tisza River. Grasslands (27.83%) and wetlands (19.94%) were also present in relatively high percentages, mostly concentrated in the Rakamaz floodplain. The mosaic distribution of these three categories – forest, grassland and wetland - has further enhanced the diversity of floodplain wildlife. Furthermore, recurrent floods support the diversity of habitats. Using Sentinel-2 satellites data, I found that due to a minor flood (2 days), 1/3 of the Rakamaz floodplain was still under water cover even after 3–4 weeks, (*Fig. 21–23*).

I also prepared a geomorphological map of the floodplain for the Rakamaz floodplain, which contained the following of forms: swales (127 pcs), point bars (105 pcs), levees (2 pcs), crevasse channels (20 pcs), abandoned river channel (1 pc), backswamps (2 pcs), oxbow (1 pc) (*Fig. 19*).

(2) A deeper examination of the swale and point bar systems of the Rakamaz study area reveals that the digital terrain model most often accurately reflects the convex and concave shapes characteristic of the landforms in those elements where the area is utilized by mowing (*Fig. 26*). Exceptions are the presence of sedges in the case of swales (20-30 cm protrusions – *Fig. 25f*) and footprints of grazed animals (10-15 cm depressions – *Fig. 25g*), which make it difficult to classify soil points and roughen the DTM. In other parts of the area, where deeper, more wet places are present (so that mowing is not possible), the accuracy of the DTM is greatly affected by the dense vegetation and the water surface and aquatic vegetation on it. This affects mostly the swales and the point bars only to a small extent.

In that parts where the NDVI was < -0.3 , the point density was 2.68 points/m^2 , where the NDVI was > -0.3 , the point density was 3.77 points/m^2 . All this indicates the presence of the water surface. The proportion of missing soil points in the swales was 10.2%. The point bars had a higher point density for all points and ground points than for the swales. In the case of vegetation points, however, the number of both low and medium vegetation points were denser in the swales (*Table 8*).

Based on the field survey, the relative height of the point bars was $0.25 \pm 0.10 \text{ m}$, and the relative depth of the swales was $0.24 \pm 0.12 \text{ m}$. The difference between the LiDAR DTM and the RTK GPS height was $-0.15 \pm 0.12 \text{ m}$ (maximum 0.67 m), which is about 60% of the relative heights of the floodplain forms. On average, the elevation errors of point bars and swales were generally similar (0.12 and 0.13 m). There were significant differences (*Fig. 28a*) between the two floodplain forms in terms of the examined vegetation categories (clear areas covered by short grass, short grass with hay stocks, areas with reed and tussock forming sedge, the same type with dense distribution of tussocks and woody areas).

(3) In this section, using the LiDAR point cloud, we intended to reveal the efficiency of different noise filtering approaches and an easy-to-use ground point classification technique in the floodplain of Rakamaz. Altogether we generated 180 terrain models looking for the one that most accurately reflected the terrain character.

Our hypotheses were: (1) ground points have a significant effect on the generated terrain models, and filtering methods can decrease the errors in a relevant degree; (2) ground point identification is highly dependent on the cloth size and the threshold parameters of CSF (Cloth Simulation Filter); (3) interpolation methods and the pixel size can enhance or smooth the errors of the DTMs.

Noise filtering resulted a wide range of point numbers in the models, and the number of points had moderate correlation with the mean accuracy ($r = -0.65$, $p < 0.05$), indicating that more numbers of points had larger errors. The smallest differences belonged to the neighborhood-based noise filtering and the larger cloth size (5) and the smaller threshold value (0.2).

When the interpolation procedures were compared in pairs, they differed significantly, except for the TT (Topo to Raster), TD (terrain dataset + Natural Neighbor), and TH (terrain dataset with thinning + Natural Neighbor) methods ($F=745.8$; $df=5,35 \times 10^{-5}$; $p<0.001$; *Fig 33*). The most accurate model was generated with the NA (Natural Neighbor) interpolation with the cloth size of 5 and the threshold of 0.2, but this model had high outlier in positive direction. The TT, TD, and TH showed medians only with slightly lower differences than the best NA, but their ranges were the narrowest. This can be an advantage as the potential error is smaller. However, TT, TD, and TH interpolations are software specific, they are available only in ArcGIS. NA methods are embedded in several other software packages, including open-source solutions (e.g. GRASS GIS, Surfer, R, and Python).

In terms of resolution, the coarser 2 m resolution was on average 0.009-0.012 m closer to the height measured at the reference points than the finer, 1 m. However, in identifying smaller, narrower forms of the floodplain (e.g., crevasse channel, narrower swales or point bar), it should be noted that only elements that are the same or larger in size than the resolution of DTM pixels can be identified (Hohenthal et al. 2011; Ninfo et al. 2011; Notebaert et al. 2009).

The obtained results confirmed our hypotheses.

(4) In the dissertation, my further goal was to perform automatic classification to delimitate the floodplain forms, using the LiDAR DTM, its derivatives and NDVI.

First, I performed automatic pixel-based classification of swales and point bars using SVM (Support Vector Machine) classifier, including LiDAR DTM, slope, aspect and NDVI layers. With the SVM, 71% OA was achieved (*Table 11, Fig. 35*), the average classification error of the point bars was 26%, while the swales 30%. The overall accuracy of 71%, although not as accurate as is required in satellite image processing (at least 85%), it is good due to the similar properties of the forms.

Next, 60 geomorphometric variables were derived from the DTM as the various morphometric indicators provide important additional information for understanding the topographic features. We used the geomorphological map containing 4 landform elements (swale, point bar, crevasse channel, levee) of the Rakamaz area (265 objects in total) for the analysis. Random Forest (RF) classification was conducted with Recursive Feature Elimination (RFE) on the objects (mean pixel values by forms) and on the pixels of the variables.

RFE helped identify key variables (maintaining high model performance and reducing the risk of overfitting), which meant 20 variables for pixel-based approach (*Fig. 37*) and 13 variables for the object ones (*Fig. 38*). Our predictor stability analysis of 11 randomly selected data sets showed that the object-oriented and pixel-based approaches contribute to the highest OA with different variables. In the pixel-based approach, the highest OA was given by variables 11 and 20, with total accuracy ranging from 78.5% to 81.1% (*Fig. 39*), with GenSurf ranking first in 8 of the 11 repetitions. For the object-based approach, the optimal number of variables ranged from 10 to 60, with nearly the same 95.2% and 95.7% OA. The most important variable was MRVBF1, which ranked first in all 11 repetitions. All in all, the most important geomorphometric indicators for the pixel-based approach were:

GenSurf, ElRel, DTM, FlodO, and TPI, and for the object-oriented approach: MRVBF1, MorFeat, ConvISR, MS_TPI2, and DevME1.

In the pixel-based classification, the model with all (61 pcs) variables resulted in an overall accuracy of 80.7%. The optimal 20 variables according to RFE resulted an OA of 79.5%. A model with 4 morphometric indices, GenSurf, ElRel, DTM, and FlodO, was only 4.6% worse in the prediction than when 61 variables were used (*Fig. 40a and 41b*). In object-oriented classifications, the best overall accuracy was for the 10-variable model (95.4%) (*Fig. 40b*). The optimal 13 variables according to RFE variable selection were only the seventh best model in the list.

(5) The further aim of my work was to reveal the role of geomorphology, the point bars and swales, on heavy metal patterns. The main questions were the following: (1) Are there significant differences in the heavy metal concentration between swales and point bars? (2) Which soil properties have a relevant influence on heavy metal accumulation? (3) Is there a trend in the vertical distribution of heavy metals? And (4) is there a statistical interaction between swales and point bars and the vertical distribution of metals?

We found that the swale and point bar forms are important factors influencing the horizontal metal pattern of the floodplain: significant differences ($p < 0.05$) were revealed in Fe, K, Mg, Mn, Cr, Cu, Ni, Pb and for Zn, between the two forms (*Fig. 44 and 46*). On one hand, this was due to the higher organic matter content ($4.9 \pm 1.3\%$, while in the case of point bars it was $4.2 \pm 1\%$) and the finer particle size ($36.8 \pm 3.2\%$ of clay and $10.6 \pm 2.2\%$ of sand, compared to $36.8 \pm 3.2\%$ of clay and $17.6 \pm 7.9\%$ of sand in the point bars) gave more favourable conditions for the binding of metals. Based on the GLM, we obtained different results for the macro- and microelements (*Tables 15 and 16*): the macroelements concentration was determined by the organic matter, while the clay content and forms were significant explanatory variables for the microelements. On the other hand, the metal concentration in the swales may be higher as a result of erosion and leaching. Point bars are positive, higher-lying forms that have a better infiltration capacity due to the higher sand fraction, so infiltration water and surface runoff can wash out the finer particles – which bind metals – and thus reduce the heavy metal concentration in the point bars (*Fig. 46*). Third, the swales have denser vegetation, which also reduces water flow rate and enhances deposition.

The vertical distribution also differed significantly from form to form: the metal concentration (except Ni) was higher in the swales in all layers (*Table 18*). While Al, Fe, Mg, and Cr concentrations gradually increased, all other metals in the deeper layers showed a decreasing trend (*Fig. 47*). In the case of swales, Pb heavy metal was more detectable in the 10–15 cm layer. This meant that sediment of about 10–15 cm thickness had accumulated in the study area since 2000 (when the heavy metal-contaminated flood wave happened at the Tisza). However, the reason for the accumulation was not only the accumulation of the suspended sediment from the flood, but also the erosion of the higher-lying, point bars forms, the leaching of fine particles and the accumulation of organic matter.

Köszönetnyilvánítás

Először is az Úristenek tartozom hálával, aki minden kisebb és áthatolhatatlannak tűnő akadályon is tovább segített, illetve annak ellenére, hogy sokszor kételkedtem, hogy valaha is befejezem a dolgozatot, mégis megsegített és végül elkészülhetett ez az értekezés.

Nagyon sok köszönettel tartozom témavezetőmnek, Dr. Szabó Szilárdnak, aki türelmesen és folyton biztatva segítette előrehaladásom a kutatói pályán. Hálás vagyok a módszertani segítségéért, különösen a statisztikai vizsgálatokban nyújtott segítségéért, illetve a terepi kiszállásokért, azért, hogy támogatta a csehországi tanulmányutakon való részvételeimet, illetve, hogy a TNN123457 számú projekt keretében állást biztosított a Tanszéken. Köszönöm az impaktos cikkekben nyújtott segítségét is, ami nélkül nem készülhetek volna el a közlemények, illetve jelen dolgozat sem. Továbbá hálás vagyok, hogy mindig talált időt a kérdéseim megválaszolására, a cikkek javítására, a bátorításra.

Köszönettel tartozom a Földtudományok Doktori Iskola vezetőjének, Dr. Csorba Péternek, hogy segítette a levelező képzésről nappali képzésre való átjelentkezésem, amellyel így sokkal jobb lehetőségek nyíltak a kutatómunka kibontakozására és felejtetetlen PhD-s években lehetett részem.

Köszönöm Prof. Dr. Szabó Józsefnek a szakmai beszélgetéseket, a közös terepi kiszállásokat, amelyekből sokat tanulhattam a fluviális geomorfológia területéről. Hálás vagyok, hogy az első konferencia előadásom után (ami nem sikerült túl jól), hogy odalépve bátorított és ezzel segítette a „továblépésemet”.

Köszönöm Dr. Tomor Tamásnak, aki az MSc dolgozatom témavezetője volt, hogy látta bennem a lehetőséget és bátorított a PhD tanulmányaim elkezdésére, valamint, hogy figyelmembe ajánlotta a kutatási témát.

Hálásan köszönöm a TIVIZIG részéről Asztalos Gábornak, hogy rendelkezésemre bocsátották az SH/2/6 projekt keretében készült távérzékelt adatokat. Remélem eredményeim ténylegesen hozzájárulnak majd az Igazgatóság munkájához. Az ÉMVIZIG-nek pedig köszönöm a tokaji vízállás-adatokat.

Hálás vagyok Dr. Tóth Csaba Albertnek, hogy segített elvégezni a domborzatmodell validálásához szükséges referencia méréseket, illetve, hogy Dr. Négyesi Gáborral együtt, DJI Phantom 4 drónnal lerepülte a rakamazi mintaterület egy részét 2017. márciusában.

Köszönöm Szalmási Józsefnek, valamint Szabó Lóránd, Andrassy Bence és Kanyok Gergő geoinformatikus hallgatóknak a talajmintavételezésben nyújtott segítségüket.

Köszönettel tartozom Dr. Türk Gábornak, aki a talajminták laborelemzése kezdetén sokban segítette munkámat, illetve a későbbiekben Dr. Mester Tamásnak, aki szintén hozzájárult a hatékony munkavégzéshez. Hálás vagyok Tóth Csilla és Sósne Mező Krisztina labortechnikusoknak a talajtani vizsgálatok betanításában és elvégzésében nyújtott segítségükért. Külön köszönöm Tóth Csillának, hogy a közelgő határidő miatt a szemcseméret-eloszlás vizsgálatokba besegített.

Köszönöm Dr. Prokisch Józsefnek, illetve Dr. Sztrik Attilának, hogy lehetővé tették a 42 férőhelyes VELP DK 42/26 típusú roncsoló készülék használatát a nehézfémvizsgálatokra való előkészítés során, nagyban gyorsítva ezzel munkámat.

Hálás vagyok Dr. Baranyai Edina és Herman Petra a Szervetlen és Analitikai Kémia Tanszék munkatársainak segítségéért a nehézfémek koncentrációinak mérésében.

Hálásan köszönöm a csehországi Mendel Egyetem munkatársainak, elsősorban Dr. Tomáš Mikitának, hogy lehetővé tette a tanulmányutakon való részvételem, a modern számítógépes labor használatát, melyek során értékes tapasztalatokat szereztem, illetve új lendületet kaptam a kutatásomhoz. Köszönöm szakmai tanácsait. Hálás vagyok Dr. Zdenek Patocka tanácsaiért is, illetve Dr. Petr Vahalík mentorálásáért, segítségéért és hasznos útmutatásaiért.

Hálás vagyok a velem egy irodában lévők segítségéért. Külön köszönet illeti Dr. Balla Dánielt, akitől nagyon sok bátorítást, biztatást, baráti segítséget kaptam a PhD hallgatós éveimben, és aki oly sokszor segített átlendülni a holt pontokon. Köszönöm Dr. Négyesi Gábor sok-sok szakmai megjegyzését, tanácsát, illetve Dr. Bertalan Lászlónak, hogy mindig zavarhattam kérdéseimmel.

Hálával tartozom Vas Reninek, akihez matematikai, statisztikai és angol nyelvi kérdésekben mindig fordulhattam.

Szeretném megköszönni minden ismerősömnek, barátomnak, köztük egykori lakótársaimnak, Fanninak és Ilonának, hogy oly sok bátorítást, támogatást kaptam tőlük, és hogy olyan jól viselték, amikor magam alatt voltam egy-egy elakadás miatt. Hálás vagyok Pálúrné Juliska néninek és Juhász Attiláné Irénke néninek, akik nem hagyták, hogy feladjam a doktorit, hanem bátorítottak annak befejezésére. Ezentúl köszönettel tartozom minden kedves ismerősömnek, akik imádkoztak értem.

Végül szeretném megköszönni szüleimnek, testvéreimnek a támogató családi háttérrel, a bátorítást, amit kaptam tőlük a hosszú évek alatt. Hálás vagyok férjemnek, Nándinak, nagymamájának és szüleinek a támogatásáért. Különösen köszönöm Nándinak, hogy kislányunk, Zsófia megszületése után, olyan készségesen segített mindenben, hogy szabaduljon fel idő a dolgozat befejezésére, és hogy mindvégig kitartásra buzdított.

*„Ezért tehát nem azé, aki akarja, és nem is azé, aki fut, hanem a
könyörülő Istené.” Pál levele a Rómaiakhoz 9,16*

*„Menjete be kapuin hálaénekekkel, udvaraiba dicsérettel! Adjátok
hálát neki, áldjátok nevét! Mert jó az ÚR, örökké tart szeretete, és
hűsége nemzedékről nemzedékre.” Zsoltárok könyve 100,4-5*

A kutatásaimhoz szükséges nagyteljesítményű számítógép és a terepi kiszállások során használt fényképezőgép beszerzése az Emberi Erőforrások Minisztériuma által meghirdetett „Egyedi fejlesztést biztosító ösztöndíjak” című pályázaton elnyert NTP-EFÖ-P-15 „Nemzet Fiatal Tehetségeiért Ösztöndíj” támogatásával valósulhatott meg. A sarlólapos és övzátóny formák nehézfém mintázatának

elemzése az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-18-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának támogatásával valósult meg.

A kutatásaim, szakmai kapcsolataim és publikációim nem jöhettek volna létre a CEEPUS hallgatói mobilitások, a Campus Mundi rövid tanulmányutak, illetve Erasmus+ szakmai gyakorlat nélkül.

Eredményeim publikálását a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal (NKFIH) KH 130427 számú projektje, a TNN123457 projekt, valamint az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával megvalósuló GINOP-2.3.2-15-2016-00009 'ICER' és TÁMOP-4.2.2.D-15/1/KONV-2015-0010 projektek támogatták.

Irodalomjegyzék

- Adam, E., Mutanga, O., & Rugege, D. (2010). Multispectral and hyperspectral remote sensing for identification and mapping of wetland vegetation: A review. *Wetlands Ecology Management*, *18*, 281–296. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s11273-009-9169-z>
- Ahilan, S., Guan, M., Sleight, A., Wright, N., & Chang, H. (2018). The influence of floodplain restoration on flow and sediment dynamics in an urban river. *Journal of Flood Risk Management*, *11*, S986–S1001. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12251>
- Ahmadi, K., Kalantar, B., Saeidi, V., Harandi, E. K. G., Janizadeh, S., & Ueda, N. (2020). Comparison of Machine Learning Methods for Mapping the Stand Characteristics of Temperate Forests Using Multi-Spectral Sentinel-2 Data. *Remote Sensing*, *12*(18), 3019. <https://doi.org/10.3390/rs12183019>
- Alapi, K., & Győri, Z. (2003). Investigations on mud on heavy metal contaminated flood-plain of Tisza. *Acta Agraria Debreceniensis*, *3*, 96–101. <https://doi.org/10.34101/actaagrar/10/3473>
- Albers, C., & Lakens, D. (2018). When power analyses based on pilot data are biased: Inaccurate effect size estimators and follow-up bias. *Journal of Experimental Social Psychology*, *74*, 187–195. <https://doi.org/10.1016/j.jesp.2017.09.004>
- Alexander, C., Deák, B., Kania, A., Mücke, W., & Heilmeyer, H. (2015). Classification of vegetation in an open landscape using full-waveform airborne laser scanner data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *41*, 76–87. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.04.014>
- Alföldi, L. (1999). A vízgazdálkodás jelenének, jövőjének kérdőjelei. *Ezredforduló*, *1*, 3–8.
- Alho, P., Hyypä, H., & Hyypä, J. (2009). Consequence of DTM Precision for Flood Hazard Mapping: A Case Study in SW Finland. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, *6*(1), 21–39.
- Allen, J. R. . (1965). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, *5*(2), 89–191. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01561.x>
- Anderson, E. S., Thompson, J. A., & Austin, R. E. (2005). LIDAR density and linear interpolator effects on elevation estimates. *International Journal of Remote Sensing*, *26*(18), 3889–3900. <https://doi.org/10.1080/01431160500181671>
- Angelova, V. ., Akova, V. I., Ivanov, K. I., & Licheva, P. A. (2014). Comparative study of titrimetric and gravimetric methods for the determination of organic carbon in soils. *Journal of International Scientific Publications: Ecology and Safety*, *8*, 430–440.
- Antoni, O., Hatic, D., & Pernar, R. (2001). DEM-based depth in sink as an environmental estimator. *Ecological Modelling*, *138*, 247–254. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(00\)00405-1](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(00)00405-1)

- Ashworth, P. J., Best, J. L., Bristow, C. S., Klaassen, G., & Engineer, S. C. (2000). Morphological evolution and dynamics of a large , sand braid-bar , Jamuna River , Bangladesh. *Sedimentology*, 47, 533–555. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00305.x>
- Axelsson, P. (2000). DEM generation from laser scanner data using adaptive TIN models. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 33(4), 110–117. https://www.isprs.org/proceedings/XXXIII/congress/part4/111_XXXIII-part4.pdf
- Babák, K. (2006). A Hármas-Körös hullámterének feltöltődése a folyószabályozások óta. *Földrajzi Értesítő*, LV(3–4), 393–399.
- Babák, K. (2010). Alföldi folyóink ártérfejlődési kutatásai a XX. század elejétől napjainkig. *Hidrológiai Közöny*, 90(4), 42–48.
- Babcsányi, I., Tamás, M., Szatmári, J., Hambek-Oláh, B., & Farsang, A. (2019). Assessing the impacts of the main river and anthropogenic use on the degree of metal contamination of oxbow lake sediments (Tisza River Valley, Hungary). *Journal of Soils and Sediments*. <https://doi.org/10.1007/s11368-019-02516-y>
- Babka, B. (2013). *A Felső-Tisza és holtmedreinek komplex környezetanalitikai vizsgálata*. Doktori értekezés, Debreceni Egyetem. 116.p
- Babka, B., Futó, I., & Szabó, S. (2018). Seasonal evaporation cycle in oxbow lakes formed along the Tisza River in Hungary for flood control. *Hydrological Processes*, 32(13), 2009–2019. <https://doi.org/10.1002/hyp.13126>
- Bacsa, B., Für, G., Körmös, C., & Réti, P. (2014). *Katonai térinformatikai praktikum*. Nemzeti Közzolgálati Egyetem. 128.p
- Bácsatyai, L., & Márkus, I. (2001). *Fotogrammetria és távérzékelés*. Nyugat-magyarországi Egyetem. 189.p
- Ballenegger, R., & Mados, L. (Eds.). (1944). *Talajvizsgáló módszerek*. 131.p
- Balogh, K. (1991). A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége. In K. Balogh (Ed.), *Szedimentológia I.* (pp. 131–190). Akadémiai Kiadó.
- Balogh, M. (2020). *Meder-ártér közötti kapcsolatok vizsgálata a Maroson*. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 107.p
- Balogh, M., Kiss, T., & Fiala, K. (2016). Folyóhátak térbeli jellegzetességei LiDAR felvételek alapján. In B. Balázs (Ed.), *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VII.* (pp. 55–62). Debreceni Egyetemi Kiadó.
- Balogh, M., Kiss, T., Fiala, K., & Fehérvári, I. (2020). Floodplain forms along the lowland maros river, Hungary. *Geographia Polonica*, 93(1), 51–68. <https://doi.org/10.7163/GPol.0162>
- Balogh, P. (2001). Az ártéri tájgazdálkodás koncepciója. *Földrajzi Közlemények*, 125(49), 249–270.
- Baltsavias, E. P. (1999a). A comparison between photogrammetry and laser scanning. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2–3),

83–94. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(99\)00014-3](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(99)00014-3)

- Baltsavias, E. P. (1999b). Airborne laser scanning: Basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54(2–3), 199–214. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(99\)00015-5](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(99)00015-5)
- Bao, Y. F., Li, G. P., Cao, C. X., Li, X. W., Zhang, H., He, Q. S., Bai, L. Y., & Chang, C. Y. (2008). Classification of LIDAR point cloud and generation of DTM from LIDAR height and intensity data in forested area. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37(Part B/3b), 313–318. https://www.isprs.org/proceedings/XXXVII/congress/3b_pdf/63.pdf
- Barabás, B., Kovács, S., & Reimann, J. (2003). Növekednek-e az árvizek? In *A Szolnoki Műhely Szemelvények a Vásárhelyi terv továbbfejlesztését megalapozó tanulmányokból* (pp. 39–50). Közép-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság.
- Barna, R. (2020). *Térinformatika*. Kaposvári Egyetem Gazdaságtudományi Kar. 170.p
- Barsi, Á., Detrekői, Á., Lovas, T., & Tóvári, D. (2003). Adatgyűjtés légi lézertapogatással. *Geodézia És Kartográfia*, 55(7), 10–17. <http://www.fomi.hu/honlap/magyar/szaklap/2003/07/2.pdf>
- Bater, C. W., & Coops, N. C. (2009). Evaluating error associated with lidar-derived DEM interpolation. *Computers and Geosciences*, 35(2), 289–300. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.09.001>
- Belényesi, M., Burai, P., Czimber, K., Király, G., Kristóf, D., & Tanács, E. (2013). *Távérzékelési adatok és módszerek erdőtérképezési célú felhasználása*. 117.p
- Belényesi, M., Kristóf, D., & Skutai, J. (2008). *Távérzékelés a környezetgazdálkodásban*. Szent István Egyetem. 78.p
- Belgiu, M., & Csillik, O. (2018). Sentinel-2 cropland mapping using pixel-based and object-based time-weighted dynamic time warping analysis. *Remote Sensing of Environment*, 204(November 2017), 509–523. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.005>
- Belgiu, M., & Drăgut, L. (2016). Random forest in remote sensing: A review of applications and future directions. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 114, 24–31. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.01.011>
- Bellon, T. (1991). Ártéri gazdálkodás a Tisza mentén a XVIII-XIX. században. In *Alföldi társadalom II.* (pp. 109–124). Békés Megyei Tanács V. B. Tudományos-Koordinációs Szakbizottsága.
- Bellon, T. (1996). Ártéri gazdálkodás az Alföldön az ármentesítések óta. In S. Frisnyák (Ed.), *A Kárpát-medence történeti földrajza* (pp. 311–320).
- Bentley, S. G., England, J., Heritage, G., Reid, H., Mould, D., & Bithell, C. (2016). Long-reach biotope mapping: Deriving low flow hydraulic habitat from aerial imagery. *River Research and Applications*, 1–9. <https://doi.org/10.1002/rra.3000>

- Bertalan, L., Novák, T. J., Németh, Z., Rodrigo-Comino, J., Kertész, Á., & Szabó, S. (2018). Issues of meander development: Land degradation or ecological value? The example of the Sajó River, Hungary. *Water (Switzerland)*, *10*(11). <https://doi.org/10.3390/w10111613>
- Bertalan, L., Rodrigo-Comino, J., Surian, N., Šulc Michalková, M., Kovács, Z., Szabó, S., Szabó, G., & Hooke, J. (2019). Detailed assessment of spatial and temporal variations in river channel changes and meander evolution as a preliminary work for effective floodplain management. The example of Sajó River, Hungary. *Journal of Environmental Management*, *248*. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.109277>
- Bertalan, L., Túri, Z., & Szabó, G. (2016). UAS photogrammetry and object-based image analysis (GEOBIA): erosion monitoring at the Kazár badland, Hungary. *Landscape & Environment*, *10*(3–4), 169–178. <https://doi.org/10.21120/le/10/3-4/10>
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, *24*(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Bizzi, S., Piégay, H., Demarchi, L., Van de Bund, W., Weissteiner, C. J., & Gob, F. (2019). LiDAR-based fluvial remote sensing to assess 50–100-year human-driven channel changes at a regional level: The case of the Piedmont Region, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, *44*(2), 471–489. <https://doi.org/10.1002/esp.4509>
- Blaga, L. (2012). Aspects regarding the significance of the curvature types and values in the studies of geomorphometry assisted by GIS. *Analele Universitatii Din Oradea - Seria Geografie*, *22*(2), 327–337.
- Blanchard, S. D., Jakubowski, M. K., & Kelly, M. (2011). Object-based image analysis of downed logs in disturbed forested landscapes using lidar. *Remote Sensing*, *3*(11), 2420–2439. <https://doi.org/10.3390/rs3112420>
- Bódis, K. (2008). *Digitális domborzatmodellek és alkalmazási lehetőségeik az árvízi kockázatkezelésben*. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 131.p
- Bodoque, J. M., Guardiola-Albert, C., Aroca-Jiménez, E., Eguibar, M. Á., & Martínez-Chenoll, M. L. (2016). Flood damage analysis: First floor elevation uncertainty resulting from LiDAR-derived digital surface models. *Remote Sensing*, *8*(604), 1–17. <https://doi.org/10.3390/rs8070604>
- Bollmann, E., Sailer, R., Briese, C., Stotter, J., & Fritzmann, P. (2011). Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, *55*(SUPPL. 2), 83–104. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055S2-0047>
- Bornette, G., Amoros, C., & Lamouroux, N. (1998). Aquatic plant diversity in riverine wetlands: The role of connectivity. *Freshwater Biology*, *39*(2), 267–283. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.1998.00273.x>
- Borůvka, L., & Drábek, O. (2004). Heavy metal distribution between fractions of humic substances in heavily polluted soils. *Plant, Soil and Environment*, *50*(8),

- 339–345. <https://doi.org/10.17221/4041-pse>
- Bradley, S. ., & Cox, J. . (1990). The significance of the floodplain to the cycling of metals in the River Derwent catchment, UK. *The Science of the Total Environment*, 97(98), 441–454.
- Braun, M., Szalóki, I., Posta, J., & Dezső, Z. (2003). Üledék-felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. *Magyar Hidrológiai Társaság XXI. Országos Vándorgyűlése*.
- Breiman, L. (2001). Random Forest. *Machine Learning*, 45(1), 5–32. <https://doi.org/https://doi.org/10.1023/A:1010933404324>
- Bretar, F., Chauve, A., Bailly, J.-S., Mallet, C., & Jacome, A. (2009). Terrain Surfaces and 3-D Landcover Classification from Small Footprint Full-Waveform Lidar Data: Application to Badlands. *Hydrol Earth Systems Sciences*, 13, 1531–1544. <https://doi.org/10.5194/hess-13-1531-2009>
- Bridge, J. . (Ed.). (2003). *Rivers and Floodplains - Forms, Processes and Sedimentary Record*. Blackwell Science Ltd. 504.p
- Bridge, J. S., & Demicco, R. V. (Eds.). (2008). *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press. 815.p
- Brierley, G. J., Ferguson, R. J., & Woolfe, K. J. (1997). What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology*, 114(1–4), 1–9. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00114-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00114-0)
- Brierley, G. J., & Fryirs, K. A. (2005). *Geomorphology and river management. Applications of the river styles framework*. Blackwell Publishing. 398.p
- Burai, P. (2012). *Alkalmazott távérzékelés*. Károly Róbert Főiskola.
- Burai, P., Beko, L., Lenart, C., Tomor, T., & Kovacs, Z. (2019). Individual Tree Species Classification Using Airborne Hyperspectral Imagery And Lidar Data. *2019 10th Workshop on Hyperspectral Imaging and Signal Processing: Evolution in Remote Sensing (WHISPERS)*, 1–4. <https://doi.org/10.1109/WHISPERS.2019.8921016>
- Burai, P., Deák, B., Valkó, O., & Tomor, T. (2015). Classification of Herbaceous Vegetation Using Airborne Hyperspectral Imagery. *Remote Sensing*, 7(2), 2046–2066. <https://doi.org/10.3390/rs70202046>
- Burai, P., Lénárt, C., Valkó, O., Bekő, L., Szabó, Z., & Deák, B. (2016). Fátlan vegetációtípusok azonosítása légi hiperspektrális távérzékelési módszerrel. *Tájökológiai Lapok*, 14(1), 1–12.
- Burrough, P. A. (1986). *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Oxford University Press. 193.p
- Butzer, K. W. (1986). *A földfelszín formakincse*. Gondolat. 519.p
- Bywater-R, S., Wilcox, A. C., & Diehl, R. M. (2017). Multi-scale influence of woody riparian vegetation on fluvial topography quantified with ground-based and airborne LiDAR. *JGR Earth Surface*, 122(6), 1218–1235. <https://doi.org/10.1002/2016JF004058>
- Carey, C. ., Brown, T. ., Challis, K. ., Howard, A. ., & Cooper, A. . (2006). Predictive

- modelling of multiperiod geoarchaeological resources at a river confluence: a case study from Trent-Soar, UK. *Archaeological Prospection*, 13, 241–250. <https://doi.org/10.1002/arp>
- Carrara, A., Bitelli, G., & Carla, R. (1997). Comparison of techniques for generating digital terrain models from contour lines. *International Journal of Geographical Information Science*, 11(5), 451–473. <https://doi.org/10.1080/136588197242257>
- Carrilho, A. C., Galo, M., & Dos Santos, R. C. (2018). Statistical outlier detection method for airborne LiDAR data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives*, 42(1), 87–92. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-1-87-2018>
- Casas, A., Benito, G., Thorndycraft, V. R., & Rico, M. (2006). The topographic data source of digital terrain models as a key element in the accuracy of hydraulic flood modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 444–456. <https://doi.org/10.1002/esp.1278>
- Casula, G., Mora, P., & Bianchi, M. G. (2010). Detection of terrain morphologic features using GPS, TLS, and land surveys: “Tana della Volpe” blind valley case study. *Journal of Surveying Engineering*, 136(3), 132–138. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)SU.1943-5428.0000022](https://doi.org/10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000022)
- Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L., & Dalla Fontana, G. (2008). The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena*, 73(3), 249–260. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.11.001>
- Centeri, C., Jakab, G., Szabó, S., Farsang, A., Barta, K., Szalai, Z., & Bíró, Z. (2015). Comparison of particle-size analyzing laboratory methods. *Environmental Engineering and Management Journal*, 14(5), 1125–1135. <http://omicron.ch.tuiasi.ro/EEMJ/>
- Challis, K. (2006). Airborne laser altimetry in alluviated landscapes. *Archaeological Prospection*, 13(2), 103–127. <https://doi.org/10.1002/arp.272>
- Charlton, M. E., Large, A. R. G., & Fuller, I. C. (2003). Application of airborne lidar in river environments: The River Coquet, Northumberland, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 299–306. <https://doi.org/10.1002/esp.482>
- Chen, D., & Tang, C. (2012). Evaluating secondary flows in the evolution of sine-generated meanders. *Geomorphology*, 163–164, 37–44.
- Chen, L., Liu, L., Qin, S., Yang, G., Fang, K., Zhu, B., Kuzyakov, Y., Chen, P., Xu, Y., & Yang, Y. (2019). Regulation of priming effect by soil organic matter stability over a broad geographic scale. *Nature Communications*, 10(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13119-z>
- Chen, Q., Meng, Z., Liu, X., Jin, Q., & Su, R. (2018). Decision variants for the automatic determination of optimal feature subset in RF-RFE. *Genes*, 9(6). <https://doi.org/10.3390/genes9060301>
- Chen, Z., Gao, B., & Devereux, B. (2017). State-of-the-art: DTM generation using airborne LIDAR data. *Sensors (Switzerland)*, 17(1), 1–24. <https://doi.org/10.3390/s17010150>

- Cho, H. C., Slatton, K. C., Krekeler, C. R., & Cheung, S. (2011). Morphology-based approaches for detecting stream channels from ALSM data. *International Journal of Remote Sensing*, 32(24), 9571–9597. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.566896>
- Ciszewski, D., & Grygar, T. M. (2016). A Review of flood-related Storage and remobilization of heavy metal pollutants in river systems. *Water, Air, and Soil Pollution*, 227(7), 227–239. <https://doi.org/10.1007/s11270-016-2934-8>
- Clark, C. D. (1997). Reconstructing the evolutionary dynamics of former ice sheets using multi-temporal evidence, remote sensing and GIS. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1067–1092. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(97\)00037-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(97)00037-1)
- Clarke, S. J., Bruce-burgess, L., & Wharton, G. (2003). Linking form and function : towards an eco-hydromorphic approach to sustainable river restoration. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 13(March), 439–450. <https://doi.org/10.1002/aqc.591>
- Clevers, J. G. P. W., Kooistra, L., & Salas, E. A. L. (2004). Study of heavy metal contamination in river floodplains using the red-edge position in spectroscopic data. *International Journal of Remote Sensing*, 25(19), 3883–3895. <https://doi.org/10.1080/01431160310001654473>
- Cobby, D. M., Mason, D. C., & Davenport, I. J. (2001). Image processing of airborne scanning laser altimetry data for improved river flood modelling. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56, 121–138. [https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(01\)00039-9](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(01)00039-9)
- Congalton, R. G. (1991). A review of assessing the accuracy of classifications of remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 37, 35–46. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(91\)90048-B](https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90048-B)
- Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., & Böhner, J. (2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*, 8(7), 1991–2007. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015>
- Costa, H., Foody, G. M., & Boyd, D. S. (2017). Using mixed objects in the training of object-based image classifications. *Remote Sensing of Environment*, 190, 188–197. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.017>
- Craato, N., Hopkinson, C., Forbes, D. L., Lesack, L., Marsh, P., Spooner, I., & van der Sanden, J. J. (2015). A LiDAR-based decision-tree classification of open water surfaces in an Arctic delta. *Remote Sensing of Environment*, 164, 90–102. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.04.011>
- Cristea, N. C., Breckheimer, I., Raleigh, M. S., HilleRisLambers, J., & Lundquist, J. D. (2017). An evaluation of terrain-based downscaling of fractional snow covered area data sets based on LiDAR-derived snow data and orthoimagery. *Water Resources Research*, 53(8), 6802–6820. <https://doi.org/10.1002/2017WR020799>
- Crosato, A., & Saleh, M. S. (2011). Numerical study on the effects of floodplain vegetation on river planform style. *Earth Surface Processes and Landforms*,

- 36(6), 711–720. <https://doi.org/10.1002/esp.2088>
- Csatáriné Szabó, Z., Mikita, T., Négyesi, G., Varga, O. G., Burai, P., Takács-Szilágyi, L., & Szabó, S. (2020). Uncertainty and overfitting in fluvial landform classification using laser scanned data and machine learning: A comparison of pixel and object-based approaches. *Remote Sensing*, 12(21), 1–29. <https://doi.org/10.3390/rs12213652>
- Csorba, P. (2021). *Magyarország kistájai*. Meridián Táj- és Környezetföldrajzi Alapítvány. 409.p
- Czaya, E. (1988). *A Föld folyói*. Gondolat Könyvkiadó. 211.p
- Czeglédi, J. (2003). Hullámtéri erdőgazdálkodás. In *A Szolnoki Műhely Szemelvények a Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztésének megalapozó tanulmányaiból* (pp. 77–94). Közép-Tisza Vidéki Vízügyi Igazgatóság.
- Czimer, K. (2001). *Geoinformatika*. 101.p
<http://geo.emk.nyme.hu/index.php?id=17850&L=1>
- D’Oleire-Oltmanns, S., Eisank, C., Drágut, L., Shrott, L., Marzloff, I., & Blaschke, T. (2012). Object-based landform mapping at multiple scales from Digital Elevation Models (DEMs) and aerial photographs. *Proceedings of the 4th GEOBIA*, 496–500.
- Dag, O., Dolgun, A., & Konar, N. M. (2018). Onewaytests: An R package for one-way tests in independent groups designs. *The R Journal*, 10(1), 175–199. <https://doi.org/10.32614/rj-2018-022>
- Daniel, J. F. (1971). Channel movement of meandering Indiana streams. In *USGS professional paper 732*. <https://pubs.usgs.gov/pp/0732a/report.pdf>
- Darmawan, H., Walter, T. R., Brotospito, K. S., Subandriyo, & I Gusti Made Agung Nandaka. (2018). Morphological and structural changes at the Merapi lava dome monitored in 2012–15 using unmanned aerial vehicles (UAVs). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 256–267. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.006>
- Davies, E. R., & Turk, M. (Eds.). (2021). *Advanced Methods and Deep Learning in Computer Vision* (1st ed.). Elsevier. 582.p
- del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., & Aranburu, A. (2015). An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR based high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in the Cantabrian Margin. *Quaternary International*, 364, 35–43. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.030>
- Deshpande, S. S. (2013). Improved Floodplain Delineation Method Using High-Density LiDAR Data. *Computer-Aided Civil and Infrastructure Engineering*, 28(1), 68–79. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8667.2012.00774.x>
- Desmet, P. J. J. (1997). Effects of interpolation errors on the analysis of DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 563–580.
- Detrekői, Á., & Szabó, G. (2002). *Térinformatika*. Nemzeti Tankönyvkiadó. 380.p
- Dévai, G., Miskolczi, M., & Jakab, T. (2012). Adatok a Nagy-morotva (Rakamaz és

Tiszanagyfalu) szitakötő-faunájához (Odonata). (Data for Odonata species of Nagy-morotva (Rakamaz and Tiszanagyfalu)). *Studia Odonatologica Hungarica*, 14, 37–48.

- Dewitt, J. D., Warner, T. A., & Conley, J. F. (2015). Comparison of DEMs derived from USGS DLG, SRTM, a statewide photogrammetry program, ASTER GDEM and LiDAR: Implications for change detection. *GIScience and Remote Sensing*, 52(2), 179–197. <https://doi.org/10.1080/15481603.2015.1019708>
- Dezső, Z., Szabó, S., & Bihari, Á. (2009). Investigation of the sedimentation of the active floodplain of Tisza based on gamma-spectroscopic analysis of ¹³⁷Cs-isotopes. In I. Mócsy, K. Szacsvai, I. Urák, & A. R. Zsigmond (Eds.), *V. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia, Sapientia-Erdélyi Magyar Tudományegyetem* (pp. 438–443).
- Dikau, R. (1989). The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In *Three Dimensional Applications in Geographical Information Systems* (pp. 51–77). Taylor and Francis.
- Domlija, P., Bočić, N., & Snježana, M. A. (2017). Identification of geomorphological units and hazardous processes in the Vinodol Valley. *Proceedings of the 2nd Regional Symposium on Landslides in the Adriatic-Balkan Region*, 109–116.
- Dorn, H., Vetter, M., & Höfle, B. (2014). GIS-based roughness derivation for flood simulations: A comparison of orthophotos, LiDAR and Crowdsourced Geodata. *Remote Sensing*, 6(2), 1739–1759. <https://doi.org/10.3390/rs6021739>
- Dövényi, Z. (Ed.). (2010). *Magyarország kistájainak katasztere*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. 859.p
- Dowling, T. P. F., Spagnolo, M., & Möller, P. (2015). Morphometry and core type of streamlined bedforms in southern Sweden from high resolution LiDAR. *Geomorphology*, 236, 54–63. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.018>
- Drăguț, L., & Blaschke, T. (2006). Automated classification of landform elements using object-based image analysis. *Geomorphology*, 81, 330–344. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.013>
- Drăguț, L., Csillik, O., Minár, J., & Evans, I. S. (2013). Land-surface segmentation to delineate elementary forms from Digital Elevation Models. *Geomorphometry 2013*.
- Dunka, S., Fejér, L., & Vágás, I. (1996). *A veritékes honfoglalás (A Tisza-szabályozás története)*. Vízügyi Múzeum, Levéltár és Könyvgyűjtemény. 218.p
- Efron, B., & Tibshirani, R. . (1993). *Monographs on statistics and applied probability 57. An introduction to the bootstrap*. Chapman & Hall/CRC. 456.p
- Elmqvist, M., Jungert, E., Lantz, F., Persson, Á., & Söderman, U. (2001). Terrain modelling and analysis using laser scanner data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, XXXIV(3), 219–226.
- Enyedi, P., Pap, M., Kovács, Z., Takács-Szilágyi, L., & Szabó, S. (2018). Efficiency of local minima and GLM techniques in sinkhole extraction from a LiDAR-

- based terrain model. *International Journal of Digital Earth*, 12(9), 1067–1082. <https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1501107>
- Érdiné Szekeres, R. (2002). Magyarország és a Páneurópai Ökológiai Hálózat. In *Nemzeti Ökológiai Hálózat 1-5.* (pp. 1–12). Környezetvédelmi Minisztérium Természetvédelmi Hivatala.
- ESRI, (2014). *Arcgis Desktop: Release 10.5.* Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.
- European Commission 2000 Directive 2000/60/EEC. (n.d.). *Establishing a framework for community action in the field of water policy.* Official Journal of the European Communities.
- Evans, J. S., & Hudak, A. T. (2007). A multiscale curvature algorithm for classifying discrete return LiDAR in forested environments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(4), 1029–1038. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.890412>
- Evans, J. S., Hudak, A. T., Faux, R., & Smith, A. M. S. (2009). Discrete return lidar in natural resources: Recommendations for project planning, data processing, and deliverables. *Remote Sensing*, 1, 776–794. <https://doi.org/10.3390/rs1040776>
- Fehér, J. (2013). Mezőgazdasággal kapcsolatos hidromorfológiai terhelések és hatások a vízgyűjtő-gazdálkodási tervekben. *Magyar Hidrológiai Társaság XXXI. Országos Vándorgyűlése.* <https://docplayer.hu/11474361-Mezogazdasaggal-kapcsolatos-hidromorfologiai-terhelesek-es-hatasok-a-vizgyujto-gazdalkodasi-tervekben.html>
- Field, A. (2009). *Discovering Statistics Using SPSS.* SAGE Publications. 821.p
- Field, A. (2013). *Discovering Statistics Using IBM SPSS Statistics* (4th ed.). SAGE Publications Ltd. 915.p
- Filep, G., & Ferencz, G. (1999). Javaslat a magyarországi talajok szemcseösszetétel szerinti osztályozásának pontosítására. *Agrokémia És Talajtan*, 48(3–4), 305–320.
- Fleit, E., & Lakatos, G. (2003). Accumulative heavy metal patterns in the sediment and biotic compartments of the Tisza watershed. *Toxicology Letters*, 140–141, 323–332. [https://doi.org/10.1016/S0378-4274\(03\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S0378-4274(03)00029-8)
- Fodor, Z. (2001). Az ártéri gazdálkodás fokai a tisza mentén. *Földrajzi Konferencia*, 1–10.
- Fodor, Z., Kolláth, K., & Csonka, T. (2013). *Beszámoló 2012 . év éghajlatáról és szélsőséges időjárási eseményeiről.* <https://www.met.hu/downloads.php?fn=/metadmin/doc/2013/04/idojarasi-beszamolo-2012.pdf>
- Foulds, S. A., Brewer, P. A., Macklin, M. G., Haresign, W., Betson, R. E., & Rassner, S. M. E. (2014). Flood-related contamination in catchments affected by historical metal mining: An unexpected and emerging hazard of climate change. *Science of the Total Environment*, 476–477, 165–180. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.12.079>

- Freeman, T. G. (1991). Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences*, 17(3), 413–422. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(91\)90048-I](https://doi.org/10.1016/0098-3004(91)90048-I)
- French, J. R. (2003). Airborne LiDAR in support of geomorphological and hydraulic modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 321–335. <https://doi.org/10.1002/esp.484>
- Frey, S., Farkas, P., & Grenerczy, G. (2017). Copernicus, Sentinel és Magyarország. *Természet Világa: Természettudományi Közlöny*, 148(10), 445–448.
- Fryirs, K. A., & Brierley, G. J. (2013). *Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape*. Wiley-Blackwell.
- Fundamentals of fluvial geomorphology, (2007). In R. Charlton (Ed.), *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge. <https://doi.org/https://doi.org/10.4324/9780203371084>
- Gábris, G. (2003). Övzátory vagy parti hát? *Földrajzi Közlemények*, 127 (51.)(1–4), 178–184.
- Gábris, G. (Ed.). (2013). *Általános természetföldrajz II*. ELTE Eötvös Kiadó Kft. 484.p
- Gábris, G., Telbisz, T., Nagy, B., & Belardinelli, E. (2002). A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények*, 84(3), 305–316.
- Gallant, J. C., & Dowling, T. I. (2003). A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. *Water Resources Research*, 39(12), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2002WR001426>
- Gallay, M. (2013). Direct Acquisition of Data: Airborne laser scanning. In *Geomorphological Techniques (Online Edition)* (Vol. 4, Issue 1998). http://www.geomorphology.org.uk/assets/publications/subsections/pdfs/OnsitePublicationSubsection/10/2.1.4_lidar.pdf
- Gallucci, M. (2020). *Package gamlj: GAMLj suite for jamovi* (R package version 2.0.5.). <https://rdr.io/github/mcfanda/gamlj/>
- Gebhardt, A., Bivand, R., & Sinclair, D. (2019). *R topics documented: Package 'interp.'* CRAN. <https://cran.r-project.org/web/packages/interp/interp.pdf>
- Geerling, G. W., Labrador-Garcia, M., Clevers, J. G. P. W., Ragas, A. M. J., & Smits, A. J. M. (2007). Classification of floodplain vegetation by data fusion of spectral (CASI) and LiDAR data. *International Journal of Remote Sensing*, 28(19), 4263–4284. <https://doi.org/10.1080/01431160701241720>
- Gesch, D., Palaseanu-Lovejoy, M., Danielson, J., Fletcher, C., Kottermair, M., Barbee, M., & Jalandoni, A. (2020). Inundation Exposure Assessment for Majuro Atoll, Republic of the Marshall Islands Using A High-Accuracy Digital Elevation Model. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs12010154>
- Ghuffar, S., Székely, B., Roncat, A., & Pfeifer, N. (2013). Landslide displacement monitoring using 3D range flow on airborne and terrestrial LiDAR data. *Remote Sensing*, 5, 2720–2745. <https://doi.org/10.3390/rs5062720>

- Giannetta, B., Zaccone, C., Plaza, C., Siebecker, M. G., Rovira, P., Vischetti, C., & Sparks, D. L. (2019). The role of Fe(III) in soil organic matter stabilization in two size fractions having opposite features. *Science of the Total Environment*, 653, 667–674. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.361>
- Glendon W. Gee, battelle, Richard, W. (2002). Particle Size Analysis 2002.pdf. In *Methods of soil analysis* (pp. 255–269). file:///C:/Users/aab/Desktop/2_4_Particle_Size_Analysis_2002.pdf
- Gómez-Gutiérrez, Á., Conoscenti, C., Angileri, S. E., Rotigliano, E., & Schnabel, S. (2015). Using topographical attributes to evaluate gully erosion proneness (susceptibility) in two mediterranean basins: advantages and limitations. *Natural Hazards*, 79, 291–314. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1703-0>
- Gosztonyi, G., & Szabó, S. (2011). Examination of heavy metal accumulation in the sediments and plants of an active floodplain near the River Tisza. *Studia Universitatis Vasile Goldis Arad, Seria Stiintele Vietii*, 21(1), 119–125.
- GRASS Development Team, (2017). *Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software, Version 7.2. Open Source Geospatial Foundation*. <https://grass.osgeo.org>
- Gruber, S., & Peckham, S. (2009). Land-surface parameters and objects in hydrology. In T. Hengl & H. I. Reuter (Eds.), *Developments in Soil Science* (First, Vol. 33, pp. 171–194). Elsevier B.V. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00007-X](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00007-X)
- Gudiyangada Nachappa, T., Kienberger, S., Meena, S. R., Hölbling, D., & Blaschke, T. (2020). Comparison and validation of per-pixel and object-based approaches for landslide susceptibility mapping. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 11(1), 572–600. <https://doi.org/10.1080/19475705.2020.1736190>
- Guisan, A., Weiss, S. B., Weiss, A. D., Ecology, S. P., & Weiss, D. (1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*, 143, 107–122. <https://doi.org/Doi.10.1023/A:1009841519580>
- Guo, Q., Li, W., Yu, H., & Alvarez, O. (2010). Effects of Topographic Variability and Lidar Sampling Density on Several DEM Interpolation Methods. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 76(6), 701–712. <https://doi.org/10.14358/PERS.76.6.701>
- Györgyövícs, K., & Kiss, T. (2016). Landscape metrics applied in geomorphology: Hierarchy and morphometric classes of sand dunes in inner Somogy, Hungary. *Hungarian Geographical Bulletin*, 65(3), 271–282. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.65.3.5>
- Györi, Z., Boros, N., Sipos, P., Szabó, E. B., Kovács, K., Horváth, M., Takács, A., & Heltai, G. (2015). Evaluation of the heavy metal content of the Upper Tisza River floodplain soils over the last decade. *Hungarian Journal of Industry and Chemistry*, 43(1), 19–24. <https://doi.org/10.1515/hjic-2015-0004>
- Haboudane, D., J. R., & Miller, E. Pattey, P. J. Zarco-Tejada, and I. S. 2004. (2004). Hyperspectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies: modeling and validation in the context of precision

- agriculture. *Remote Sensing of Environment*, 90(3), 337–352.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.12.013>
- Hamar, J., & Sárkány-Kiss, A. (Eds.). (1999). *The Upper Tisa Valley*. Tisza Klub & Liga Pro Europa. 502.p <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3000.3281>
- Hamilton, S. K., Kellndorfer, J., Lehner, B., & Tobler, M. (2007). Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). *Geomorphology*, 89(1-2 SPEC. ISS.), 23–38.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.07.024>
- Happ, S. C., Rittenhouse, G., & Dobson, G. C. (1940). *Some principles of accelerated stream and valley sedimentation*. United States Department of Agriculture Technical Bulletin 695.
- Haraszty, L. (2000). *A Tisza-völgy természeti értékeinek megőrzése. WWF füzetek 17*. WWF Magyarország. 18.p <https://adoc.pub/a-tisza-vlgy-termeszeti-ertekeinek-megrzese.html>
- Harris, A., Charnock, R., & Lucas, R. M. (2015). Hyperspectral remote sensing of peatland floristic gradients. *Remote Sensing of Environment*, 162, 99–111.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.01.029>
- Hawker, L., Bates, P., Neal, J., & Rougier, J. (2018). Perspectives on Digital Elevation Model (DEM) Simulation for Flood Modeling in the Absence of a High-Accuracy Open Access Global DEM. *Frontiers in Earth Science*, 6, 1–9.
<https://doi.org/10.3389/feart.2018.00233>
- Hay, G. J., & Castilla, G. (2008). Geographic object-based image analysis (GEOBIA): A new name for a new discipline. In *Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77058-9_4
- Haycock, N. E., Burt, T. P., Goulding, K., & Pinay, G. (1997). *Buffer zones: their processes and potential in water protection*. Quest Environmental.
- Hengl, T., & Reuter, H. I. (Eds.). (2009). *Developments in Soil Science. Geomorphometry. Concepts, software, applications*. Elsevier B.V.
[https://doi.org/10.1016/s0166-2481\(07\)32042-4](https://doi.org/10.1016/s0166-2481(07)32042-4)
- Heritage, G., Entwistle, N. S., & Bentley, S. (2016). Floodplains: The forgotten and abused component of the fluvial system. *E3S Web of Conferences*, 7, 4–9.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160713007>
- Heritage, G., & Hetherington, D. (2007). Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 66–74.
<https://doi.org/10.1002/esp.1375>
- Herndon, K., Muench, R., Cherrington, E., & Griffin, R. (2020). An assessment of surface water detection methods for water resource management in the Nigerien Sahel. *Sensors (Switzerland)*, 20(431), 1–14.
<https://doi.org/10.3390/s20020431>
- Hernes, P. (2015). *Késő-Pleisztocén és Holocén ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén*. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 120.p

- Hickin, E. J. (1974). The development of meanders in natural river-channels. *American Journal of Science*, 274(4), 414–442. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.414>
- Hickin, E. J., & Nanson, G. C. (1975). The Character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Columbia, Canada. *Geological Soc. of Am. Bull.*, 86, 487–494.
- Hill, R. A., & Hinsley, S. A. (2015). *Airborne Lidar for Woodland Habitat Quality Monitoring: Exploring the Significance of Lidar Data Characteristics when Modelling Organism-Habitat Relationships*. 7, 3446–3466. <https://doi.org/10.3390/rs70403446>
- Hiller, J. K., & Smith, M. (2008). Residual relief separation: digital elevation model enhancement for geomorphological mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 2266–2276. <https://doi.org/10.1002/esp.1659>
- Hjerdt, K. N., McDonnell, J. J., Seibert, J., & Rodhe, A. (2004). A new topographic index to quantify downslope controls on local drainage. *Water Resources Research*, 40(5), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2004WR003130>
- Hodgson, M. E., & Bresnahan, P. (2004). Accuracy of airborne lidar-derived elevation: Empirical assessment and error budget. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 70(3), 331–339. <https://doi.org/10.14358/PERS.70.3.331>
- Hohausova, E., & Jurajda, P. (2005). Restoration of a River Backwater and Its Influence on Fish Assemblage. *Czech Journal of Animal Science*, 50(10), 473–482.
- Hohenthal, J., Alho, P., Hyypä, J., & Hyypä, H. (2011). Laser scanning applications in fluvial studies. *Progress in Physical Geography*, 35(6), 782–809. <https://doi.org/10.1177/0309133311414605>
- Höhle, J., & Höhle, M. (2009). Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(4), 398–406. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003>
- Hooke, J. (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology*, 56, 79–94. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(03\)00047-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00047-3)
- Horoszné Gulyás, M. (2010). *Birtoktervezési és rendezési ismeretek 8.: Vásárhelyi Terv birtokrendezési összefüggései*. Nyugat-magyarországi Egyetem Geoinformatikai Kara. 16.p
- Horowitz, A. J. (1986). A primer on trace metal-sediment chemistry. In D. . Peck (Ed.), *Water-Supply Paper 2277* (p. 67). U.S. Government Printing Office. <https://pubs.usgs.gov/wsp/2277/report.pdf>
- Horritt, M. S., Bates, P. D., & Mattinson, M. J. (2006). Effects of mesh resolution and topographic representation in 2D finite volume models of shallow water fluvial flow. *Journal of Hydrology*, 329(1–2), 306–314. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.016>

- Hossain, M. D., & Chen, D. (2019). Segmentation for Object-Based Image Analysis (OBIA): A review of algorithms and challenges from remote sensing perspective. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 150, 115–134. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2019.02.009>
- Hothorn, T., Hornik, K., Van De Wiel, M. A., & Zeileis, A. (2006). A lego system for conditional inference. *American Statistician*, 60(3), 257–263. <https://doi.org/10.1198/000313006X118430>
http://ramm.bnu.edu.cn/researchers/wumingzhang/english/default_contributions.htm.
http://skylla.web.elte.hu/2013_2014/4arealis_es_folyoviz1_2013.pdf.
<http://vgt3.ovf.hu>.
<http://www.envirosense.hu>.
http://www.kotivizig.hu/index.php?option=com_content&view=article&id=826&Itemid=137.
http://www.kotivizig.hu/index.php?option=com_content&view=article&id=2103:folyamatosan-higul-a-szennyezés&catid=20:hirdetmenyek&Itemid=52
<http://www.lidar-uk.com>.
<https://desktop.arcgis.com>.
<https://dunaregiostrategia.kormany.hu>.
<https://erdoterkep.nebih.gov.hu>.
<https://gisgeography.com>.
<https://www.asprs.org>.
[https://www.cloudcompare.org/doc/wiki/index.php?title=CSF_\(plugin\)](https://www.cloudcompare.org/doc/wiki/index.php?title=CSF_(plugin)).
<https://www.usgs.gov>.
<https://www.vizugy.hu/index.php?module=content&programelemid=68>.
- Hu, C., Pan, Z., & Li, P. (2019). A 3D point cloud filtering method for leaves based on manifold distance and normal estimation. *Remote Sensing*, 11(2), 1–18. <https://doi.org/10.3390/rs11020198>
- Hudson-Edwards, K. A., Macklin, M. G., & Taylor, M. P. (1999). 2000 years of sediment-borne heavy metal storage in the Yorkshire Ouse basin, NE England, UK. *Hydrological Processes*, 13(7), 1087–1102. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199905\)13:7<1087::AID-HYP791>3.0.CO;2-T](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199905)13:7<1087::AID-HYP791>3.0.CO;2-T)
- Hupp, C. R., & Osterkamp, W. R. (1996). Riparian vegetation and fluvial geomorphic processes. *Geomorphology*, 14, 277–295.
- Hutchinson, M. F., & Gallant, J. C. (1999). Representation of terrain. In *Geographical Information Systems* (pp. 105–124). Wiley & Sons. https://www.geos.ed.ac.uk/~gisteac/gis_book_abridged/files/ch09.pdf
- Hutchinson, M. F., Stein, J. A., Stein, J. L., & Xu, T. (2009). Locally adaptive gridding of noisy high resolution topographic data. *18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and*

- Simulation: Interfacing Modelling and Simulation with Mathematical and Computational Sciences, Proceedings*, 2493–2499.
- Hutchinson, M. F., Xu, T., & Stein, J. A. (2011). Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. *Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. Geomorphometry.Org/2011*, 19–22.
- ICPDR – The Danube River Basin District Management Plan, (2015). 191.p
<https://www.icpdr.org/flowpaper/app/#page=1>
- Ihrig, D. (1973). *A magyar vízszabályozás története*. Országos Vízügyi Hivatal.
- Jenness, J. (2006). Topographic position index. In *Topographic Position Index (TPI) v. 1.2*. http://www.jennessent.com/downloads/tpi_documentation_online.pdf
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K., & Peterson, G. (2015). Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *Gff*, 137(4), 245–251. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1111410>
- Jones, A. F., Brewer, P. A., Johnstone, E., & Macklin, M. G. (2007). High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1574–1592. <https://doi.org/10.1002/esp.1505>
- Juhász, A. (2011). *Földfelszín modellezés: A topográfia és kartográfia a digitális világban*. 115.p
- Juhász, L., & Domjáné Nyizsalovszki, R. (2010). *Magyarország természetföldrajza*. Mezőgazda Kiadó. 150.p
- Kamal, M., & Phinn, S. (2011). Hyperspectral data for mangrove species mapping: A comparison of pixel-based and object-based approach. *Remote Sensing*, 3(10), 2222–2242. <https://doi.org/10.3390/rs3102222>
- Kassambara, A. (2019). *R topics documented: Package ‘ggpubr’*. CRAN. <https://rpkgs.datanovia.com/ggpubr/>
- Katona, E. (2013). *Térinformatika*. Szegedi Tudományegyetem. 108.p
<http://www.inf.u-szeged.hu/~katona/gis.pdf>
- Katona, O. (2014). *Fluviális formák és folyamatok vizsgálata a síksági Maros egykori és jelenlegi futása mentén*. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 123.p
- Kerényi, A. (2007). *Tájjvédelem*. Pedellus Tankönyvkiadó. 184.p
- Kim, S., Lee, I., & Kwon, Y. J. (2013). Simulation of a geiger-mode imaging LADAR system for performance assessment. *Sensors (Switzerland)*, 13, 8461–8489. <https://doi.org/10.3390/s130708461>
- Király, G., Brolly, G., & Burai, P. (2012). Tree Height and Species Estimation Methods for Airborne Laser Scanning in a Forsest Reserve. *Full Proceedings Os SilviLaser 2012; 12th International Conference on LiDAR Applications for Assessing Forest Ecosystems*. http://silvilaser2012.com/wpcontent/uploads/2011/11/Silvilaser2012_Full_Proceedings.pdf
- Kiss, T., Balogh, M., Fiala, K., & Sipos, G. (2018). Morphology of fluvial levee

- series along a river under human influence, Maros River, Hungary. *Geomorphology*, 303, 309–321. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.014>
- Kiss, T., Nagy, J., Fehérváry, I., & Vaszkó, C. (2019). (Mis) management of floodplain vegetation: The effect of invasive species on vegetation roughness and flood levels. *Science of the Total Environment*, 686, 931–945. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.006>
- Kiss, T., & Sipos, G. (2001). A morfológia és nehézfém-tartalom kapcsolatának vizsgálata a Maros medrében és hullámterén. In *A táj megértése felé* (pp. 63–83). Eszterházy Károly Főiskola.
- Klasz, G., Reckendorfer, W., Gabriel, H., Baumgartner, C., Schmalfluss, R., & Gutknecht, D. (2014). Natural levee formation along a large and regulated river: The Danube in the National Park Donau-Auen, Austria. *Geomorphology*, 215, 20–33. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.023>
- Knox, J. C. (1987). Historical valley floor sedimentation in the Upper Mississippi Valley. *Annals of the Association of American Geographers*, 77(2), 224–244. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1987.tb00155.x>
- Koethe, R., & Lehmeier, F. (1996). *SARA - System zur Automatischen Relief-Analyse. User Manual, 2 edition. (unpublished)*. Dept. of Geography, University of Goettingen.
- Kollár, S. (2014). *Folyómenti vizes élőhelyek vegetációjának térbeli és időbeli vizsgálata Doktori értekezés tézisei*. Doktori értekezés, Nyugat-magyarországi Egyetem.
- Koma, Z., Zlinszky, A., Bekő, L., Burai, P., Seijmonsbergen, A. C., & Kissling, W. D. (2021). Quantifying 3D vegetation structure in wetlands using differently measured airborne laser scanning data. *Ecological Indicators*, 127, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107752>
- Konsoer, K. M., & Rhoads, B. (2018). Analysis of shallow turbulent flows using the Hilbert-Huang transform: A tool for exploring the characteristics of turbulence and coherent flow structures. *Hungarian Geographical Bulletin*, 67(4), 343–359. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.67.4.4>
- Kotková, K., Nováková, T., Tůmová, K., Kiss, T., Popelka, J., & Faměra, M. (2019). Migration of risk elements within the floodplain of the Litavka River, the Czech Republic. *Geomorphology*, 329, 46–57. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.010>
- Kristóf, D. (2005). *Távérzékelési módszerek a környezetgazdálkodásban*. Doktori értekezés, Szent István Egyetem. 146.p
- Krüger, F., Meissner, R., Gröngröft, A., & Grunewald, K. (2005). Flood induced heavy metal and arsenic contamination of Elbe river floodplain soils. *Acta Hydrochimica et Hydrobiologica*, 33(5), 455–465. <https://doi.org/10.1002/ahch.200400591>
- Kuhn, M., Wing, J., Weston, S., Williams, A., Keefer, C., Engelhardt, A., Cooper, T., Mayer, Z., Ziem, A., Scrucca, L., Hunt, T., & Kuhn, M. M. (2020). *Package*

- ' caret ' R: *Classification and Regression Training* (R package version 6.0-86.). <https://cran.r-project.org/package=caret>
- Labs, C. (2012). *IDRISI Selva*. Clark University. <https://clarklabs.org>
- Ladd, S. C., Marcus, W. A., & Cherry, S. (1998). Differences in trace metal concentrations among fluvial morphologic units and implications for sampling. *Environmental Geology*, 36(3–4), 259–270. <https://doi.org/10.1007/s002540050341>
- Lado, L. R., Hengl, T., & Reuter, H. I. (2008). Heavy metals in European soils: A geostatistical analysis of the FOREGS Geochemical database. *Geoderma*, 148(2), 189–199. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.09.020>
- Lakatos, G., Fleit, E., & Mészáros, I. (2003). Ecotoxicological studies and risk assessment on the cyanide contamination in Tisza river. *Toxicology Letters*, 140–141, 333–342. [https://doi.org/10.1016/S0378-4274\(03\)00030-4](https://doi.org/10.1016/S0378-4274(03)00030-4)
- Láng, I. (2017). Teret a folyónak! A nagyvízi mederkezelés szerepe a hazai árvízvédelemben. *Biztosítás És Kockázat*, IV.(2), 42–59. <https://doi.org/10.18530/BK.2017.2.42>
- Lawrence, R. L., Wood, S. D., & Sheley, R. L. (2006). Mapping invasive plants using hyperspectral imagery and Breiman Cutler classifications (RandomForest). *Remote Sensing of Environment*, 100(3), 356–362. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.10.014>
- Lecce, S. A., & Pavlowsky, R. T. (2001). Use of mining-contaminated sediment tracers to investigate the timing and rates of historical flood plain sedimentation. *Geomorphology*, 38(1–2), 85–108. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00071-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00071-4)
- Lecours, V., Simms, A., Devillers, R., Lucieer, V., & Edinger, E. (2015). Finding the Best Combinations of Terrain Attributes and GIS software for Meaningful Terrain Analysis. *Geomorphometry for Geosciences*, 133–136.
- Leempoel, K., Parisod, C., Geiser, C., Daprà, L., Vittoz, P., & Joost, S. (2015). Very high-resolution digital elevation models: Are multi-scale derived variables ecologically relevant? *Methods in Ecology and Evolution*, 6(12), 1373–1383. <https://doi.org/10.1111/2041-210X.12427>
- Leopold, L. B. (1994). *A View of the River*. Harvard University Press. 290.p
- Leslar, M., Wang, J. G., & Hu, B. (2010). A comparison of two new methods of outlier detection for mobile terrestrial LiDAR data. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, 38(P1), 78–84. https://www.isprs.org/proceedings/XXXVIII/part1/09/09_02_Paper_78.pdf
- Lewin, J. (1978). Floodplain geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 2(3), 408–437. <https://doi.org/10.1177/030913337800200302>
- Lewin, J., Davies, B. E., & Wolfenden, P. J. (1977). Interactions between channel change and historic mining sediments. In K. . Gregory (Ed.), *River Channel Changes* (pp. 353–369). John Wiley & Sons Ltd. <https://hwbdocuments.env.nm.gov/LosAlamosNationalLabs/General/14434.pdf>

- Lewin, J., & Macklin, M. G. (1987). Metal mining and floodplain sedimentation in Britain. In V. Gardiner (Ed.), *International geomorphology 1986, Proceedings of the First International Conference on Geomorphology (Part I)* (pp. 1009–1027). John Wiley & Sons Ltd.
- Li, F., Yu, Z., Wang, B., & Dong, Q. (2011). Filtering algorithm for LiDAR Outliers based on histogram and KD tree. *Proceedings - 4th International Congress on Image and Signal Processing, CISP 2011*, 5, 2741–2745. <https://doi.org/10.1109/CISP.2011.6100705>
- Li, Z., Zhu, Q., & Gold, C. (2004). Digital terrain modeling: Principles and methodology. In *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9780203357132>
- Lima, E. de P., Barreto, S. M., & Assunção, A. Á. (2012). Factor structure, internal consistency and reliability of the Posttraumatic Stress Disorder Checklist (PCL): an exploratory study. *Trends in Psychiatry and Psychotherapy*, 34(4), 215–222. <https://doi.org/10.1590/s2237-60892012000400007>
- Lima, E. S. A., Amaral Sobrinho, N. M. B. do, Pérez, D. V., & Coutinho, I. B. (2016). Comparing methods for extracting heavy metals from Histosols for establishing quality reference values. *Revista Brasileira de Ciencia Do Solo*, 40, 1–14. <https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150097>
- Lin, C. W., Wen, T. C., & Setiawan, F. (2020). Evaluation of vertical ground reaction forces pattern visualization in neurodegenerative diseases identification using deep learning and recurrence plot image feature extraction. *Sensors (Switzerland)*, 20(14), 1–22. <https://doi.org/10.3390/s20143857>
- Lindsay, J. B. (2016). Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. In *Computers and Geosciences* (Vol. 95). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003>
- Lindsay, J. B., Cockburn, J. M. H., & Russell, H. A. J. (2015). An integral image approach to performing multi-scale topographic position analysis. *Geomorphology*, 245, 51–61. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.025>
- Lloyd, C., & Atkinson, P. M. (2006). Deriving ground surface digital elevation models from LiDAR data with geostatistics. *International Journal of Geographical Information Science*, 20(5), 535–563. <https://doi.org/10.1080/13658810600607337>
- Lo Re, G., Fuller, I. C., Sofia, G., & Tarolli, P. (2018). High-resolution mapping of Manawatu palaeochannels. *New Zealand Geographer*, 74(2), 77–91. <https://doi.org/10.1111/nzg.12186>
- Lóczy, D. (2011). *A Kapos ártérének hidromorfológiai és tájökológiai értékelése* [MTA doktori értekezés]. 195.p http://real-d.mtak.hu/483/4/Loczy_Denes_doktori_mu.pdf
- Lóczy, D. (2013). Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban. *Földrajzi Közlemények*, 137(2), 105–120.
- Lóczy, D., & Veress, M. (2005). *Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák*. Dialóg Campus Kiadó.

- Lohani, B. (n.d.). *LohaniB*.
http://home.iitk.ac.in/~blohani/LiDAR_Tutorial/Airborne_AltimetricLidar_Tutorial.htm
- Lohani, B., & Mason, D. C. (2001). Application of airborne scanning laser altimetry to the study of tidal channel geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56, 100–120.
[https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(01\)00041-7](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(01)00041-7)
- Lóki, J. (2002). *Távérzéklés*. Kossuth Egyetemi Kiadó. 113.p
- Lóki, J., Szabó, J., Konecsny, K., Szabó, G., & Szabó, S. (2004). Az erdősültség és az árhullámok kapcsolata a Felső-Tisza-Vidéken. *II. Magyar Földrajzi Konferencia*.
- Lovas, T. (2010). *Data acquisition and integration 4. Laser Scanning*. University of West Hungary Faculty of Geoinformatics. 20.p
- Lovas, T., & Berényi, A. (2011). *Távérzékelés MSc*. 89.p
http://www.fmt.bme.hu/fmt/oktatas/feltoltesek/BMEEOFTMK08/taverz%0Aekeles_msc_jegyzet.pdf
- Lovas, T., Berényi, A., & Barsi, Á. (2012). *Lézerszkennelés (Laser Scanning)*. BME Építőmérnöki Kar Fotogrammetriai és Térinformatikai Tanszék, Terc. 166.p
- Ma, L., Li, M., Ma, X., Cheng, L., Du, P., & Liu, Y. (2017). A review of supervised object-based land-cover image classification. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 130, 277–293.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.06.001>
- Machidon, A. L., Del Frate, F., Picchiani, M., Machidon, O. M., & Ogrutan, P. L. (2020). Geometrical approximated principal component analysis for hyperspectral image analysis. *Remote Sensing*, 12(11), 1–23.
<https://doi.org/10.3390/rs12111698>
- MacMillan, R. A., & Shary, P. A. (2009). Landforms and landform elements in geomorphometry. In T. Hengl & H. I. Reuter (Eds.), *Developments in Soil Science* (First, Vol. 33, pp. 227–254). [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00009-3)
- Mair, P., & Wilcox, R. (2019). Robust statistical methods in R using the WRS2 package. *Behavior Research Methods*. <https://doi.org/10.3758/s13428-019-01246-w>
- Makovníková, J., Pálka, B., Širáň, M., Kizeková, M., & Kanianska, R. (2019). The potential of regulating ecosystem service – Filtering potential foinorganic pollutants – Supplied by soils of Slovakia. *Hungarian Geographical Bulletin*, 68(2), 177–185. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.68.2.5>
- Malanson, G. P. (1993). *Riparian Landscapes*. Cambridge University Press. 296.p
- Mallet, C., & Bretar, F. (2009). Full-waveform topographic lidar: State-of-the-art. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 64, 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2008.09.007>
- Mandlbürger, G., Hauer, C., Wieser, M., & Pfeifer, N. (2015). Topo-Bathymetric LiDAR for Monitoring River Morphodynamics and Instream Habitats—A

- Case Study at the Pielach River. *Remote Sensing*, 7, 6160–6195. <https://doi.org/10.3390/rs70506160>
- Marks, K., & Bates, P. (2000). Integration of high-resolution topographic data with floodplain flow models. *Hydrological Processes*, 14, 2109–2122. [https://doi.org/10.1002/1099-1085\(20000815/30\)14:11/12<2109::aid-hyp58>3.3.co;2-t](https://doi.org/10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/12<2109::aid-hyp58>3.3.co;2-t)
- Marosi, S., & Somogyi, S. (1990). *Magyarország kistájainak katasztere I-II*. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. 1023.p
- Martin, C. W. (1997). Heavy metal concentrations in floodplain surface soils, Lahn River, Germany. *Environmental Geology*, 30(1–2), 119–125. <https://doi.org/10.1007/s002540050139>
- Mason, D. C., Garcia-Pintado, J., Cloke, H. L., & Dance, S. L. (2015). The potential of flood forecasting using a variable-resolution global digital terrain model and flood extents from synthetic aperture radar images. *Frontiers in Earth Science*, 3(August), 1–14. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00043>
- Matkan, A. A., Hajeb, M., Mirbagheri, B., Sadeghian, S., & Ahmadi, M. (2014). Spatial analysis for outlier removal from LiDAR data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives*, 40, 187–190. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XL-2-W3-187-2014>
- Matys Grygar, T., Elznicová, J., Kiss, T., & Smith, H. G. (2016). Using sedimentary archives to reconstruct pollution history and sediment provenance: The Ohře River, Czech Republic. *Catena*, 144, 109–129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.05.004>
- Mcfeters, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7), 37–41.
- McKean, J. A., Isaak, D. J., & Wright, C. W. (2008). Geomorphic controls on salmon nesting patterns described by a new, narrow-beam terrestrial-aquatic lidar. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(3), 125–130. <https://doi.org/10.1890/070109>
- Mélykúti, G. (2010). *Topográfia 9. Digitális topográfiai térképezés alapfogalmai*. Nyugat-magyarországi Egyetem Geoinformatikai Kar. 15.p
- Meng, X., Lin, Y., Yan, L., Gao, X., Yao, Y., & Wang, C. (2019). Airborne LiDAR Point Cloud Filtering by a Multilevel Adaptive Filter Based on Morphological Reconstruction and Thin Plate Spline Interpolation. *Electronics*, 8(1153), 1–17. <https://doi.org/10.3390/electronics8101153>
- Mezősi, G. (2011). *Magyarország természetföldrajza*. Akadémia Kiadó. 379.p
- Milan, D. J., Heritage, G. L., & Hetherington, D. (2007). Application of a 3D laser scanner in the assesment of erosion and deposition volumes in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1657–1674. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Miller, J. ., & Orbock Miller, S. M. (2007). Floodplains. In *Contaminated Rivers* (pp.

- 177–234). Springer.
- Mirik, M., Ansley, R. J., Steddom, K., Jones, D., Rush, C., Michels, G., & Elliott, N. (2013). Remote distinction of a noxious weed (musk thistle: *Carduus Nutans*) using airborne hyperspectral imagery and the support Vector Machine Classifier. *Remote Sensing*, 5(2), 612–630. <https://doi.org/10.3390/rs5020612>
- Molnár, G., Scholtz, A., & Vass, R. (2017). Accumulation studies at specific sampling areas of the active floodplain in the Upper-Tisza region. *Landscape & Environment*, 11(1), 14–22. <https://doi.org/10.21120/le/11/1/2>
- Molnár, S. (2011). *Az ártéri gazdálkodás környezettörténeti szempontú vizsgálata két alföldi mintaterület példáján*. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem. 125.p
- Mongus, D., & Žalik, B. (2012). Parameter-free ground filtering of LiDAR data for automatic DTM generation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 67, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2011.10.002>
- Montgomery, D. R. (2001). Geomorphology, river ecology, and ecosystem management. In M. J. Dorava, D. R. Montgomery, B. B. Palcsak, & F. A. Fitzpatrick (Eds.), *Geomorphic Processes and Riverine Habitat* (1st ed., pp. 247–253). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/WS004p0247>
- Moore, I. D., & Burch, G. J. (1986). Modelling erosion and deposition: Topographic effects. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 29(6), 1624–1630. <https://doi.org/10.13031/2013.30363>
- Moore, I. D., Grayson, R. B., & Ladson, A. R. (1991). Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, 3–30. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050103>
- Moosavi, V., Talebi, A., & Shirmohammadi, B. (2014). Producing a landslide inventory map using pixel-based and object-oriented approaches optimized by Taguchi method. *Geomorphology*, 204, 646–656. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.012>
- Moretto, J., Rigon, E., Mao, L., Delai, F., Picco, L., & Lenzi, M. A. (2014). Short-term geomorphic analysis in a disturbed fluvial environment by fusion of LiDAR, colour bathymetry and dGPS surveys. *Catena*, 122, 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.06.023>
- Muszkalay, L., & Varsa, E. (2003). Árvizek statisztikai vizsgálatának eredményei. In L. Szilávik (Ed.), *Elemző és módszertani tanulmányok az 1998-2001. évi ár- és belvizekről* (pp. 83–116). Vízügyi Közlemények különszám - IV.
- Nagy, I., Schweitzer, F., & Alföldi, L. (2001). Hullámtéri hordaléklerakódás (övezet). *Vízügyi Közlemények*, 83(4), 539–564.
- Nagy, J. (2020). *Hullámtéri akkumuláció és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata az Alsó-Tiszán*. Doktori értekezés, Szegedi Tudományegyetem.
- Nagy, J., Fiala, K., Blanka, V., Sipos, G., & Kiss, T. (2017). Hullámtéri feltöltődés mértéke és árvizek közötti kapcsolat az Alsó-Tiszán. *Földrajzi Közlemények*, 141(1), 44–59.

- Nanson, G. C. (1980). Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 27, 3–29. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01155.x>
- Nanson, G. C., & Croke, J. C. (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, 459–486.
- Nanson, G. C., & Hickin, E. J. (1983). Channel migration and incision on the Beatton River. *Journal Hydraul. Eng.*, 109, 327–337.
- Nelson, P. A., Smith, J. A., & Miller, A. J. (2006). Evolution of channel morphology and hydrologic response in an urbanizing drainage basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1063–1079. <https://doi.org/10.1002/esp.1308>
- Nemzeti Biodiverzitás Stratégia, (2015). A biológiai sokféleség megőrzésének 2015-2020 közötti időszakra szóló nemzeti stratégiája. 1. melléklet a 28/2015. (VI.17.) OGY határozatához. *Magyar Közlöny*, 83, 7893–7969.
- Nemzeti Környezetvédelmi Program 2015-2020, (2015). Szakpolitikai Stratégia, Földművelésügyi Minisztérium 1. melléklet a 27/2015. (VI. 17.) OGY határozathoz. *Magyar Közlöny*, 83, 7690–7891.
- Nemzeti Vízstratégia, (2017). *Kvassay Jenő Terv*. 139.p https://www.vizugy.hu/vizstrategia/documents/CE3BFF09-6D1B-4C8F-88B3-CDF70D2AF133/KJT_151120.pdf
- Neuberger, H., Barsi, A., & Juhász, A. (2015). Lidar-alapú felszínborítottság-vizsgálat. *Geodézia És Kartográfia*, 67(9–10), 15–19.
- Newson, M. D. (2002). Geomorphological concepts and tools for sustainable river ecosystem management. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 12(4), 365–379. <https://doi.org/10.1002/aqc.532>
- Newson, M. D., & Newson, C. L. (2000). Geomorphology, ecology and river channel habitat: Mesoscale approaches to basin-scale challenges. *Progress in Physical Geography*, 24(2), 195–217. <https://doi.org/10.1177/030913330002400203>
- Nguyen, H. L., Braun, M., Szaloki, I., Baeyens, W., Van Grieken, R., & Leermakers, M. (2009). Tracing the metal pollution history of the Tisza River through the analysis of a sediment depth profile. *Water, Air, and Soil Pollution*, 200, 119–132. <https://doi.org/10.1007/s11270-008-9898-2>
- Nicholas, A. P. (2013). Modelling the continuum of river channel patterns. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(10), 1187–1196. <https://doi.org/10.1002/esp.3431>
- Ninfo, A., Ferrarese, F., Mozzi, P., & Fontana, A. (2011). High resolution DEMs for the analysis of fluvial and ancient anthropogenic landforms in the alluvial plain of Padua (Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34, 95–104. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2011.34.11>
- Ninfo, A., Mozzi, P., & Abbà, T. (2015). Integration of LiDAR and cropmark remote sensing for the study of fluvial and anthropogenic landforms in the Brenta-Bacchiglione alluvial plain (NE Italy). *Geomorphology*, 260, 64–78. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.006>

- NOAA, (2012). Lidar 101 : An Introduction to Lidar Technology , Data , and Applications. In NOAA (Ed.), *NOAA Coastal Services Center* (Issue November). NOAA Coastal Services Center. 76.p
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Govers, G., & Poesen, J. (2009). Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 217–231. <https://doi.org/10.1002/esp.1705>
- Novák, T. (2013). *Talajtani praktikum*. 187.p
- Oguchi, T., Hayakawa, Yuichi, S., & Wasklewicz, T. (2011). Data Sources. In M. J. Smith, P. Paron, & J. . Griffiths (Eds.), *Geomorphological Mapping - Methods and Applications* (pp. 189–224). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00007-0>
- Oláh, J. (2004). Ártéri erőforrások és haszonvételek. In G. Füleky (Ed.), *A táj változásai a Kárpátmedencében. Víz a tájban* (pp. 49–55). Környezetkímélő Agrokémiáért Alapítvány.
- Olaya, V., & Conrad, O. (2009). Geomorphometry in SAGA. In T. Hengl & H. I. Reuter (Eds.), *Developments in Soil Science* (First, Vol. 33, pp. 293–308). Elsevier B.V. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00012-3)
- Orosz, I. (1992). Az Alföld mezőgazdasága és a Tisza-szabályozás. In L. Fejér & I. Kaján (Eds.), *Mérlegen a Tiszaszabályozás* (pp. 25–32). Pro Aqua OVF - a Magyar Hidrológiai Társaság és az Országos Vízügyi Főigazgatóság.
- Ortmann-Ajkai, A., Lóczy, D., Gyenizse, P., & Pirkhoffer, E. (2014). Wetland habitat patches as ecological components of landscape memory in a highly modified floodplain. *River Research and Applications*, 30, 874–886. <https://doi.org/10.1002/rra.2685>
- Osán, J., Török, S., Alföldy, B., Alseicz, A., Falkenberg, G., Baik, S. Y., & Van Grieken, R. (2007). Comparison of sediment pollution in the rivers of the Hungarian Upper Tisza Region using non-destructive analytical techniques. *Spectrochimica Acta - Part B Atomic Spectroscopy*, 62, 123–136. <https://doi.org/10.1016/j.sab.2007.02.005>
- Otto, J.-C., Prasicek, G., Blöthe, J., & Schrott, L. (2018). GIS applications in geomorphology. In B. Huang (Ed.), *Comprehensive Geographic Information Systems* (1st ed., pp. 81–111). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-409548-9.10029-6>
- Palaseanu-Lovejoy, M., Bisson, M., Spinetti, C., Buongiorno, M. F., Alexandrov, O., & Cecere, T. (2019). High-resolution and accurate topography reconstruction of Mount Etna from pleiades satellite data. *Remote Sensing*, 11(24), 1–17. <https://doi.org/10.3390/rs11242983>
- Palaseanu-Lovejoy, M., Thatcher, C. A., & Barras, J. A. (2014). Levee crest elevation profiles derived from airborne lidar-based high resolution digital elevation models in south Louisiana. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 91, 114–126. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.02.010>
- Park, S. W., Linsen, L., Kreylos, O., Owens, J. D., & Hamann, B. (2006). Discrete

- sibson interpolation. *IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics*, 12(2), 243–252. <https://doi.org/10.1109/TVCG.2006.27>
- Parrot, J. F., & Ramírez Núñez, C. (2016). LiDAR DTM: artifacts, and correction for river altitudes. *Investigaciones Geograficas*, 90, 28–39. <https://doi.org/10.14350/rig.47372>
- Pavlowsky, R. T., Lecce, S. A., Owen, M. R., & Martin, D. J. (2017). Legacy sediment, lead, and zinc storage in channel and floodplain deposits of the Big River, Old Lead Belt Mining District, Missouri, USA. *Geomorphology*, 299, 54–75. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.08.042>
- Pettorelli, N. (2013). *The Normalised Difference Vegetation Index*. Oxford University Press. 193.p
- Phinzi, K., Abriha, D., Bertalan, L., Holb, I., & Szabó, S. (2020). Machine learning for gully feature extraction based on a pan-sharpened multispectral image: Multiclass vs. Binary approach. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 9(4), 5–8. <https://doi.org/10.3390/ijgi9040252>
- Piégay, H., Hupp, C. R., Citterio, A., Dufour, S., Moulin, B., & Walling, D. E. (2008). Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits: Ain River, France. *Water Resources Research*, 44(5), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006WR005260>
- Pike, R. J. (2000). Geomorphometry - diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24(1), 1–20. <https://doi.org/10.1191/030913300674449511>
- Pike, R. J., Evans, I. S., & Hengl, T. (2009). Geomorphometry: A brief guide. In T. Hengl & H. I. Reuter (Eds.), *Developments in Soil Science* (First, Vol. 33, pp. 3–30). Elsevier B.V. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)00001-9](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00001-9)
- Pinay, G., Black, V. J., Planty-Tabacchi, A. M., Gumiero, B., & Décamps, H. (2000). Geomorphic control of denitrification in large river floodplain soils. *Biogeochemistry*, 50(2), 163–182. <https://doi.org/10.1023/A:1006317004639>
- Pirotti, F., & Tarolli, P. (2010). Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. *Hydrological Processes*, 24(9), 1187–1197. <https://doi.org/10.1002/hyp.7582>
- Podhoranyi, M., & Fedorcak, D. (2015). Inaccuracy introduced by LiDAR-generated cross sections and its impact on 1D hydrodynamic simulations. *Environmental Earth Sciences*, 73, 1–11. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3390-7>
- Pregun, C. Z. (2016). Ecohydrological and morphological relationships of a regulated lowland river; based on field studies and hydrological modeling. *Ecological Engineering*, 94, 608–616. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2016.06.125>
- Prieto-Amparán, J. A., Pinedo-Alvarez, A., Vázquez-Quintero, G., Valles-Aragón, M. C., Rascón-Ramos, A. E., Martínez-Salvador, M., & Villarreal-Guerrero, F. (2019). A multivariate geomorphometric approach to prioritize erosion-prone watersheds. *Sustainability (Switzerland)*, 11(18), 1–21. <https://doi.org/10.3390/su11185140>

- Prince, A., Franssen, J., Lapierre, J.-F., & Maranger, R. (2020). High-resolution broad-scale mapping of soil parent material using object-based image analysis (OBIA) of LiDAR elevation data. *Catena*, *188*, 104422. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104422>
- R Core Team, (2020). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing. <https://cran.r-project.org/bin/windows/base/old/3.5.3/>
- Raaflaub, L. D., & Collins, M. J. (2006). The effect of error in gridded digital elevation models on the estimation of topographic parameters. *Environmental Modelling & Software*, *21*(5), 710–732. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2005.02.003>
- Ramos, J., Marrufo, L., & González, F. . (2009). Use of Lidar data in floodplain risk management planning: The experiene of Tabasco 2007 flood. *Intech*, 659–678. <https://doi.org/10.5772/8322>
- Reutebuch, S. E., Andersen, H., & Mcgaughey, R. J. (2005). Light detection and ranging (LiDAR): An emerging tool for multiple resource inventory. *Journal of Forestry*, *103*(6), 286–292.
- Riaño, D., Chuvieco, E., Ustin, S. L., Salas, J., Rodríguez-Pérez, J. R., Ribeiro, L. M., Viegas, D. X., Moreno, J. M., & Fernández, H. (2007). Estimation of shrub height for fuel-type mapping combining airborne LiDAR and simultaneous color infrared ortho imaging. *International Journal of Wildland Fire*, *16*, 341–348. <https://doi.org/10.1071/WF06003>
- Richard, J. A. (Ed.). (2013). *Remote Sensing Digital Image Analysis*. Springer. 494.p
- Rotigliano, E., Martinello, C., Agnesi, V., & Conoscenti, C. (2018). Evaluation of debris flow susceptibility in El Salvador (CA): A comparisobetween multivariate adaptive regression splines (MARS) and binary logistic regression (BLR). *Hungarian Geographical Bulletin*, *67*(4), 361–373. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.67.4.5>
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell J. A., & Deering, D. V. (1973). Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS (Earth Resources Technology Satellite). *Proceedings of Third Earth Resources Technology Satellite Symposium*, 309–317. <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19740022614.pdf>.
- Rusu, R. B., Blodow, N., Marton, Z., Soos, A., & Beetz, M. (2007). Towards 3D object maps for autonomous household robots. *IEEE International Conference on Intelligent Robots and Systems*, 3191–3198. <https://doi.org/10.1109/IROS.2007.4399309>
- SADA project Team, (2009). *SADA*.
- Saez, J. L., Corona, C., Stoffel, M., Rovéra, G., Astrade, L., & Berger, F. (2011). Mapping of erosion rates in marly badlands based on a coupling of anatomical changes in exposed roots with slope maps derived from LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, *36*(9), 1162–1171. <https://doi.org/10.1002/esp.2141>

- Sailer, R., Rutzinger, M., Rieg, L., & Wichmann, V. (2014). Digital elevation models derived from airborne laser scanning point clouds: Appropriate spatial resolutions for multi-temporal characterization and quantification of geomorphological processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(2), 272–284. <https://doi.org/10.1002/esp.3490>
- Salkind, N. (2010). *Encyclopedia of Research Design*. London: SAGE Publications. ISBN 9781412961288.
- Salomons, W., de Rooij, N. M., Kerdijk, H., & Bril, J. (1987). Sediments as a source for contaminants? *Hydrobiologia*, 149(1), 13–30. <https://doi.org/10.1007/BF00048643>
- Salomons, W., & Förstner, U. (1984). *Metals in the Hydrocycle*. Springer-Verlag. 349.p
- Samberg, A. (1997). What laser scanning can do today : Current techniques. *Earsel Advances in Remote Sensing*, 5, 114–119. http://earsel.org/wp-content/uploads/2016/11/5_13_Samberg.pdf
- Sánchez-Donoso, R., Bugosh, N., & Martín-Duque, J. F. (2020). Use of remote sensing tools to measure a fluvial geomorphic design-input parameter for land reclamation. *Water (Switzerland)*, 12(2378), 1–22. <https://doi.org/10.3390/W12092378>
- Sándor, A., & Kiss, T. (2006). A hullámtéri üledék felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. 86(2), 58–62.
- Sándor, A., & Kiss, T. (2008). Floodplain aggradation caused by the high magnitude flood of 2006 in the Lower Tisza Region, Hungary. *Journal of Environmental Geography*, 1(1–2), 31–39.
- Sappington, J. M., Longshore, K. M., & Thomson, D. B. (2007). Quantifying landscape ruggedness for animal habitat analysis: A case study using bighorn sheep in the Mojave Desert. *Journal of Wildlife Management*, 71(5), 1419–1426. <https://doi.org/10.2193/2005-723>
- Sárkány-Kiss, I., Fodorpataki, L., Macalik, K., Telcean, I., Bálint, M., Braun, M., Papp, J., & Hamar, J. (2012). The ecological state of the Upper Tisa and the Transylvanian tributaries of the Tisa River - based on characteristics of the physico-chemical parameters, the flora and the fauna. *Acta Biologica Debrecina Oecologica Hungarica*, 27, 147–168.
- Scarrott, R. G., Cawkwell, F., Jessopp, M., O'Rourke, E., Cusack, C., & de Bie, K. (2019). From land to sea, a review of hypertemporal remote sensing advances to support ocean surface science. *Water (Switzerland)*, 11(11). <https://doi.org/10.3390/w11112286>
- Schäppi, B., Perona, P., Schneider, P., & Burlando, P. (2010). Integrating river cross section measurements with digital terrain models for improved flow modelling applications. *Computers and Geosciences*, 36, 707–716. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.12.004>
- Schumm, S. (1973). Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In M. Morisawa (Ed.), *Fluvial Geomorphology* (pp. 299–310). State

University of New York, Publications in Geomorphology.

- Schweitzer, F. (2001a). A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. *Földrajzi Értesítő*, *L*(1–4), 63–72.
- Schweitzer, F. (2001b). Társadalom és környezet: Gátépítés vagy hullámtér bővítés. Folyóink hullámtereinek fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. In *A táj megértése felé* (pp. 95–103).
- Schweitzer, F. (2014). Döntéskényszer a hazai árvízvédelemben. In *Tiszteletkötet Dr. Frisnyák Sándor geográfus professzor 80. születésnapjára* (pp. 223–233). Nyíregyházi Főiskola Turizmus és Földrajztudományi Intézete - Szerencsi Bocskai István Gimnázium, Nyíregyh.
- Schweitzer, F., Balogh, J., & Kis, É. (2008). Hullámterek vizsgálata a Dél-Alföldön. *Földrajzi Értesítő*, *LVII*(1–2), 111–124.
- Schweitzer, F., Nagy, I., & Alföldi, L. (2002). *Jelenkori övzátony (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében*. *LV*.(3–4), 257–278.
- Scown, M. W., Thoms, M. C., & De Jager, N. R. (2015a). Floodplain complexity and surfacemetrics: Influences of scale and geomorphology. *Geomorphology*, *245*, 102–116. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.024>
- Scown, M. W., Thoms, M. C., & De Jager, N. R. (2015b). Measuring floodplain spatial patterns using continuous surface metrics at multiple scales. *Geomorphology*, *245*, 87–101. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.026>
- Scown, M. W., Thoms, M. C., & De Jager, N. R. (2016). An index of floodplain surface complexity. *Hydrology and Earth System Sciences*, *20*, 431–441. <https://doi.org/10.5194/hess-20-431-2016>
- Seijmonsbergen, A. C., Hengl, T., & Anders, N. S. (2011). Semi-Automated Identification and Extraction of Geomorphological Features Using Digital Elevation Data. *Developments in Earth Surface Processes*, *15*, 297–335. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00010-0>
- SH/2/6 - Swiss-Hungarian Programme edited by Envirosense Hungary Kft. (2013). *Updating the flood protection plans for sections of the river Tisza under the management of the Environmental and Water Management Directorate of the Tiszántúl Region and the North Hungarian Environment and Water Directorate*. Debrecen (p. 77). edited by ENVIROSENSE HUNGARY Kft.
- Shan, J., & Toth, C. K. (Eds.). (2018). *Topographic Laser Ranging and Scanning. Principles and Processing* (second). CRC Press.
- Shary, P. A., Sharaya, L. S., & Mitusov, A. V. (2002). Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma*, *107*(1–2), 1–32. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00136-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00136-7)
- Shen, J., Liu, J., Zhao, R., & Lin, X. (2011). A Kd-tree-based outlier detection method for airborne LiDAR point clouds. *2011 International Symposium on Image and Data Fusion, ISIDF*, 1–4. <https://doi.org/10.1109/ISIDF.2011.6024307>

- Sibson, R. (1981). *A brief description of natural neighbour interpolation*. In: Webster, R., and Oliver, M. (2001). *Geostatistics for Natural Environmental Scientists*. ISBN 0-471-96553-7. ISBN 0-471-96553-7.
- Singh, K. K., Vogler, J. B., Shoemaker, D. A., & Meentemeyer, R. K. (2012). LiDAR-Landsat data fusion for large-area assessment of urban land cover: Balancing spatial resolution, data volume and mapping accuracy. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 74, 110–121. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2012.09.009>
- Sithole, G., & Vosselman, G. (2004). Experimental comparison of filter algorithms for bare-Earth extraction from airborne laser scanning point clouds. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 59, 85–101. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2004.05.004>
- Smith, M. J., & Clark, C. D. (2005). Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 885–900. <https://doi.org/10.1002/esp.1210>
- Somlyódy, L. (Ed.). (2002). *A hazai vízgazdálkodás stratégiai kérdései*. Magyar Tudományos Akadémia. 402.p
- Somlyódy, L. (Ed.). (2011). *Köztisztviselői Stratégiai Programok Magyarország vízgazdálkodása: helyzetkép és stratégiai feladatok*. Magyar Tudományos Akadémia. 335.p
- Somogyi, S. (2000). A vízrajzi viszonyok szükségszerű átalakításának felismerése és lebonyolítása a XIX. században. In S. Somogyi (Ed.), *A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai Magyarországon* (pp. 149–163). MTA FTKI.
- Stefanovits, P., Filep, G., & Fülek, G. (1999). *Talajtan*. Mezőgazda Kiadó. 433.p
- Stereńczak, K., Ciesielski, M., Bałazy, R., & Zawila-Niedźwiecki, T. (2016). Comparison of various algorithms for DTM interpolation from LIDAR data in dense mountain forests. *European Journal of Remote Sensing*, 49, 599–621. <https://doi.org/10.5721/EuJRS20164932>
- Stereńczak, K., Laurin, G. V., Chirici, G., Coomes, D. A., Dalponte, M., Latifi, H., & Puletti, N. (2020). Global Airborne Laser Scanning Data Providers Database (GlobALS)—A New Tool for Monitoring Ecosystems and Biodiversity. *Remote Sensing* 2020, Vol. 12, Page 1877, 12(11), 1877. <https://doi.org/10.3390/RS12111877>
- Stout, J. C., & Belmont, P. (2014). TerEx Toolbox for semi-automated selection of fluvial terrace and floodplain features from lidar. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 569–580. <https://doi.org/10.1002/esp.3464>
- Straatsma, M. W., & Baptist, M. J. (2008). Floodplain roughness parameterization using airborne laser scanning and spectral remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1062–1080. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.07.012>
- Strick, R. J. P., Ashworth, P. J., Awcock, G., & Lewin, J. (2018). Morphology and spacing of river meander scrolls. *Geomorphology*, 310, 57–68. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.005>

- Surfer Golden Software. (2016). *Surfer® 16 from Golden Software, LLC*.
<https://www.goldensoftware.com/products/surfer>
- Szabó, G. (2013). *Raszter alapú térinformatikai rendszerek*.
- Szabó, G., Bertalan, L., Barkóczy, N., Kovács, Z., Burai, P., & Lénárt, C. (2018). Zooming on Aerial Survey. In G. Casagrande, A. Sik, & G. Szabó (Eds.), *Small Flying Drones: Applications for Geographic Observation* (pp. 91–126). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-66577-1_4
- Szabó, J., Lóki, J., Szabó, G., Szabó, S., & Konecsny, K. (2004). A természetes folyóvízi felszínfejlődés geomorfológiai és ökológiai értékei felső-Tisza-vidéki mintaterületen. In Z. Dövényi & F. Schweitzer (Eds.), *Táj és környezet* (pp. 65–77).
- Szabó, J., Lóki, J., Vass, R., & Szabó, G. (2011). Dilemmas in economic utilization, flood protection and ecological landscape protection in the Great Plain section of water network of the Tisza. In J. A. Daniel (Ed.), *Advances in Environmental Research* (pp. 237–267). Nova Sciencer Publishers.
- Szabó, J., Vass, R., & Tóth, C. (2012a). Examination of fluvial development on study areas of Upper-Tisza region. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 7(4), 241–253.
- Szabó, L., Burai, P., Deák, B., Dyke, G. J., & Szabó, S. (2019a). Assessing the efficiency of multispectral satellite and airborne hyperspectral images for land cover mapping in an aquatic environment with emphasis on the water caltrop (*Trapa natans*). *International Journal of Remote Sensing*, 40(13), 5192–5215. <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1579383>
- Szabó, J., Vass, R., Tóth, C., & Lóki, J. (2013). Ártérvizsgálatok egy magyarországi Felső-Tisza menti példaterületen. In S. Frisnyák & A. Gál (Eds.), *Kárpát-medence: természet, társadalom, gazdaság* (pp. 15–26).
- Szabó, M. (2001). A vegetáció foltmintázata és a szukcesszió lehetséges útjai a Szigetközben a lipóti övzátony példáján. *III. Magyar Földrajzi Konferencia*.
- Szabó, M. (2005). *Vizes élőhelyek tájökológiai jellemvonásai a Szigetköz példáján*. MTA doktori értekezés.
- Szabó, S., Gácsai, Z., & Balázs, B. (2016). Specific features of NDVI, NDWI and MNDWI as reflected in land cover categories. *10*. <https://doi.org/10.21120/LE/10/3-4/13>
- Szabó, S., Gosztonyi, G., Babka, B., Dócs, N., Braun, M., Csorba, P., Türk, G., Molnár, L. S., Bakos, B., Szabó, G., Futó, I., Gönczy, S., Ágoston, C., Szabó, M., Szabó, G., & Prokisch, J. (2010a). Gis database of heavy metals in the floodplain of the Tisza river. *Studia Universitatis Vasile Goldis Arad, Seria Stiintele Vietii*, 20(4), 97–104.
- Szabó, S., Gosztonyi, G., & Juhos, K. (2009). Az üledék nehézfém tartalmának statisztikai elemzése a Felső-Tisza hullámterén. *Hidrológiai Közlemény*, 89(1), 50–54.
- Szabó, S., Gosztonyi, G., & Prokisch, J. (2010b). Measure of heavy metal load in the floodplain of River Tisza. In G. Christofides, N. Kantiranis, D.

- Kostopoulos, & A. Chatzipetros (Eds.), *Proceedings XIX Congress of the Carpathian-balkan Geological Association* (pp. 133–139). Carpathian-Balkan Geological Association.
- Szabó, S., & Posta, J. (2008). A földtani közeg nehézfém-tartalma és a feltöltődés sebessége a Tisza hullámterén. In Z. Püspöki (Ed.), *Tanulmányok a geológia tárgyköréből dr. Kozák Miklós tiszteletére* (pp. 85–90).
- Szabó, S., Vass, R., Szabó, J., Szabó, G., & Posta, J. (2012b). A hullámtéri feltöltődés mennyiségi és minőségi vizsgálata a Beregi-síkon (The examination of the quality and the quantity of the floodplain aggradation on Bereg plain). In E. Horváth & L. Mari (Eds.), *Természetföldrajzi kutatások Magyarországon a XXI. század elején: tiszteletkötet Gábris Gyula professzor úr 70. születésnapjára* (file:///C:/, pp. 139–147). ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék.
- Szabó, Z., Aletta, S., Zoltán, T., & Szabó, S. (2019b). A Review of Climatic and Vegetation Surveys in Urban Environment with Laser Scanning : a Literature-based Analysis. *Geographica Pannonica*, 23(4), 411–421. <https://doi.org/10.5937/gp23-24675>
- Szabó, Z., Buró, B., Szabó, J., Tóth, C. A., Baranyai, E., Herman, P., Prokisch, J., Tomor, T., & Szabó, S. (2020a). Geomorphology as a driver of heavy metal accumulation patterns in a floodplain. *Water (Switzerland)*, 12(2), 1–16. <https://doi.org/10.3390/w12020563>
- Szabó, Z., Tóth, C. A., Holb, I., & Szabó, S. (2020b). Aerial laser scanning data as a source of terrain modeling in a fluvial environment: Biasing factors of terrain height accuracy. *Sensors (Switzerland)*, 20(7). <https://doi.org/10.3390/s20072063>
- Szabó, Z., Tóth, C. A., Tomor, T., & Szabó, S. (2017). Airborne LiDAR point cloud in mapping of fluvial forms: a case study of a Hungarian floodplain. *GIScience and Remote Sensing*, 54(6), 862–880. <https://doi.org/10.1080/15481603.2017.1339987>
- Szalai, Z. (1998). Trace metal pollution and microtopography in a floodplain, the Haros Island (Budapest). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 21(1), 75–78.
- Szalai, Z., Baloghné Di Gléria, M., Jakab, G., Csuták, M., Bádonyi, K., & Tóth, A. (2005). Physical speciation of sediment associated heavy metals in active floodplains of the Danube and Tisza rivers, Hungary. *Földrajzi Értesítő*, 54(1–2), 61–84.
- Szatmári, J. (n.d.). Felszín- és domborzatmodellezés légi lézertápotogatással. In *Térinformatika* (pp. 1–8). Szegedi Tudományegyetem.
- Székely, B., Molnár, G., & Roncat, A. (2007). Domborzat- és felületmodellek teljes jelalakos légi lézertápotogatással [Digital terrain and Domborzat- és felületmodellek teljes jelalakos légi lézertápotogatással. *Geodézia És Kartográfia*, 59(12), 8–13.
- Tájgazdálkodási Kézikönyvsorozat, (2008). *Ártéri gyümölcsstermesztés és*

- biogazdálkodás. Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése (I. ütem).*. Vízügyi és Környezetvédelmi Központi Igazgatóság. 46.p
- Tamás, M., & Farsang, A. (2016). Determination of heavy metal fractions in the sediments of oxbow lakes to detect the human impact on the fluvial system (Tisza River, SE Hungary). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–16. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-207>
- Tarolli, P. (2014). High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. *Geomorphology*, 216, 295–312. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.008>
- Tarolli, P., Arrowsmith, J. R., & Vivoni, E. R. (2009). Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. *Geomorphology*, 113(1–2), 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.07.005>
- Telbisz, T. (2009). Digitális domborzatelemzési módszerek alkalmazása karsztos területek geomorfológiai térképezésében. *HunDEM 2009 És a GeoInfo 2009 Konferencia*, 1–13.
- Telbisz, T., Látos, T., Deák, M., Székely, B., Koma, Z., & Standovár, T. (2016). The advantage of lidar digital terrain models in doline morphometry compared to topographic map based datasets – Aggtelek karst (Hungary) as an example. *Acta Carsologica*, 45(1), 5–18. <https://doi.org/10.3986/ac.v45i1.4138>
- Telbisz, T., Székely, B., & Timár, G. (2013). *Digitális terepmodellek, adat, látvány, elemzés*. ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék. www.tef.elte.hu
- The jamovi project, (2019). *Jamovi 1.1.7*. <https://www.jamovi.org/about.html>
- Thenkabail, P. S. (2011). *Hyperspectral Remote Sensing of Vegetation*. Taylor & Francis.
- Therneau, T., Atkinson, B., & Ripley, B. (2019). *Package rpart: Recursive Partitioning and Regression Trees* (R package version 4.1-15). <https://cran.r-project.org/package=rpart>
- Thiel, K., & Wehr, A. (2004). Performance capabilities of laser scanners - an overview and measurement principle analysis. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XXXVI(8/W2), 14–18.
- Thomas, G. . (1996). Soil pH and Soil Acidity. In D.L. Sparks, A. L. Page, P. A. Helmke, & R. H. Loeppert (Eds.), *Methods of Soil Analysis Part 3—Chemical Methods* (pp. 475–489). Soil Science Society of America and American Society of Agronomy. <https://doi.org/doi:10.2136/sssabookser5.3.c16>
- Thorndycraft, V. R., Benito, G., & Gregory, K. J. (2008). Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. *Geomorphology*, 98, 2–12. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.023>
- Timár, G. (2003). *Földtani folyamatok hatása a Tisza Alföldi szakaszának medermorfológiájára*. Doktori értekezés, ELTE. 135.p
- Tockner, K., Schiemer, F., Baumgartner, C., Kum, G., Weigand, E., Zweimüller, I.,

- & Ward, J. V. (1999). The Danube restoration project: species diversity patterns across connectivity gradients in the floodplain system. *Regulated Rivers: Research and Management*, 15, 245–258.
- Tockner, K., & Stanford, J. A. (2002). Riverine floodplains: present state and future trends. *Environmental Conservation*, 29, 308–330.
- Tóth, A. (2003). A Tisza-völgy vízrajzi állapotának változása a történelem folyamán. In A. Tóth (Ed.), *Tisza-völgyi tájváltozások* (pp. 17–27). Alföldkutatásért Alapítvány.
- Tóth, A., Braun, M., Dévai, G., & Nagy, S. (1998). A Nagy-morotva rakamazi szakaszának üledékminősége (The quality of the sediments of Nagy-mortotva, Rakamaz). *Hidrológiai Közöny*, 78(5–6), 375–376.
- Tóth, A., & Tóth, C. (2010). *A Tisza hullámterén tervezett tájhasználat-váltás természetvédelmi szempontú értékelése*.
- Tóvári, D., & Pfeifer, N. (2005). Segmentation based robust interpolation -- a new approach to laser data filtering. *Workshop "Laser Scanning 2005,"* 79–84.
- Trenc, N., Matoš, B., Velić, J., & Perković, D. (2019). Application of GIS procedure for river terrace extraction from a LiDAR-based digital elevation model: The sava river valley NW of Zagreb, Croatia. *Rudarsko Geolosko Naftni Zbornik*, 34, 59–70. <https://doi.org/10.17794/rgn.2019.1.6>
- van der Linden, S., Rabe, A., Held, M., Jakimow, B., Leitão, P. J., Okujeni, A., Schwieder, M., Suess, S., & Hostert, P. (2015). The EnMAP-box-A toolbox and application programming interface for EnMAP data processing. *Remote Sensing*, 7(9), 11249–11266. <https://doi.org/10.3390/rs70911249>
- van der Meulen, B., Cohen, K. M., Pierik, H. J., Zinsmeister, J. J., & Middelkoop, H. (2020). LiDAR-derived high-resolution palaeo-DEM construction workflow and application to the early medieval Lower Rhine valley and upper delta. *Geomorphology*, 370(107370), 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107370>
- van Iersel, W. K., Straatsma, M. W., Addink, E. A., & Middelkoop, H. (2016). Monitoring phenology of floodplain grassland and herbaceous vegetation with UAV imagery. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLI-B7, 569–571. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XLI-B7-569-2016>
- Van Metre, P. ., & Horowitz, A. J. (2012). An 80-year record of sediment quality in the lower Mississippi River. *Hydrological Processes*, 27(17), 2438–2448. <https://doi.org/10.1002/hyp>
- Vantelon, D., Pelletier, M., Michot, L. J., Barres, O., & Thomas, F. (2001). Fe, Mg and Al distribution in the octahedral sheet of montmorillonites. An infrared study in the OH- bending region. *Clay Minerals*, 36(3), 369–379. <https://doi.org/10.1180/000985501750539463>
- Varga, G., Fábrián, S. Á., Kovács, I. P., & Radvánszky, B. (2013). *Geomorfológiai térképezés*. http://eta.bibl.u-szeged.hu/1305/1/geomorfologiai_terkepezes.pdf
- Varga, G., Fábrián, S. Á., Kovács, I. P., & Schweitzer, F. (2018). Gondolatok a

- Kárpát-medencei folyók árvizeiről. *Földrajzi Közlemények*, 142(4), 291–308.
<https://doi.org/https://doi.org/10.32643/fk.142.4.3>
- Varga, O. G., Szabó, S., & Túri, Z. (2014). Efficiency assessments of GEOBIA in land cover analysis, NE Hungary. *Bulletin of Environmental and Scientific Research*, 3(4), 1–9. <http://www.besr.org.in/index.php/besr/article/view/66>
- Vári, A., J., L.-B., & Ferencz, Z. (2003). Stakeholder Views on Flood Risk Management in Hungary's Upper Tisza Basin. *Risk Analysis*, 23(3), 585–600.
<https://doi.org/10.1111/1539-6924.00339/full>
- Vass, R. (2014). *Ártérfejlődési vizsgálatok felső - tiszai mintaterületeken Vass Róbert*. Doktori értekezés, Debreceni Egyetem. 169.p
- Vass, R. (2018). *Ártérfejlődési vizsgálatok felső-tiszai mintaterületeken (Examination of fluvial development on study areas of Upper Tisza region)*. Tóth könyvkereskedés és Kiadó Kft. 152.p
- Vaughan, I.P., Diamond, M., Gurnell, A. M., Hall, K. A., Jenkins, A., Milner, N. J., Naylor, L. A., Sear, D., Woodward, G., & Ormerod, S. J. (2009). Integrating ecology with hydromorphology: a priority for river science and management. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 19, 133–125.
- Verstappen, H. (2011). Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. In M. J. Smith, P. Paron, & J. Griffiths (Eds.), *Geomorphological Mapping: A Handbook of Techniques and Applications* (pp. 13–38). Elsevier. https://www.researchgate.net/%0Apublication/251463669_Old_and_New_Trends_in_Geomorphological_and_Landform_%0AMapping%0A
- Vetter, M., Höfle, B., Mandlbürger, G., & Rutzinger, M. (2011). Estimating changes of riverine landscapes and riverbeds by using airborne LiDAR data and river cross-sections. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 55(SUPPL. 2), 51–65.
<https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055S2-0045>
- Vosselman, G. (2000). Slope based filtering of laser altimetry data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 33(Part B3/2), 678–684.
[https://doi.org/10.1016/S0924-2716\(98\)00009-4](https://doi.org/10.1016/S0924-2716(98)00009-4)
- Vysetti, B., Vummiti, D., Roy, P., Taylor, C., Kamala, C. T., Satyanarayanan, M., Kar, P., Subramanyam, K. S. V., Raju, A. K., & Abburi, K. (2014). Analysis of geochemical samples by microwave plasma-AES. *Atomic Spectroscopy*, 35(2), 65–78.
- Wagner, W., Ullrich, A., Ducic, V., Melzer, T., & Studnicka, N. (2006). Gaussian decomposition and calibration of a novel small-footprint full-waveform digitising airborne laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 60, 100–112. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2005.12.001>
- Wang, L., & Liu, H. (2006). An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *International Journal of Geographical Information Science*, 20(2), 193–213.
<https://doi.org/10.1080/13658810500433453>
- Ward, J. V., & Tockner, K. (2001). Biodiversity: towards a unifying theme for river ecology. *Freshwater Biology*, 46, 807–819.

- Wehr, A., & Lohr, U. (1999). Airborne laser scanning - an introduction and overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54, 68–82.
- Wei, T., Simko, V., Levy, M., Xie, Y., Jin, Y., & Zemla, J. (2017). R package “corrplot”: Visualization of a Correlation Matrix. *Statistician*, 56, 316–324. <https://github.com/taiyun/corrplot>
- Wei, Z., Arrowsmith, J. R., & He, H. (2015). Evaluating fluvial terrace riser degradation using LiDAR-derived topography: An example from the northern Tian Shan, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105, 430–442. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.02.016>
- Weiss, A. (2001). Topographic position and landforms analysis. *Poster Presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA*, 64, 227–245. https://doi.org/http://www.jennessent.com/downloads/TPI-poster-TNC_18x22.pdf
- Wenger, S. (1999). *A review of scientific literature on riparian buffer width extent and vegetation* (p. 57).
- Whiteside, T. G., Boggs, G. S., & Maier, S. W. (2011). Comparing object-based and pixel-based classifications for mapping savannas. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(6), 884–893. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2011.06.008>
- Wierzbicki, G., Ostrowski, P., Mazgajski, M., & Bujakowski, F. (2013). Using VHR multispectral remote sensing and LIDAR data to determine the geomorphological effects of overbank flow on a floodplain (the Vistula River, Poland). *Geomorphology*, 183, 73–81. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.020>
- Williams, G. (2011). *Data Mining with Rattle and R*. Springer New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4419-9890-3>
- Wilson, J., & Gallant, J. (2000). Digital terrain analysis. In J. P. Wilson & J. C. Gallant (Eds.), *Terrain analysis: Principles and applications* (pp. 1–27). John Wiley & Sons, Inc.
- Wilson, J. P. (2012). Digital terrain modeling. *Geomorphology*, 137, 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.012>
- Wohl, E. (2014). Time and the rivers flowing: Fluvial geomorphology since 1960. *Geomorphology*, 216, 263–282. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.012>
- Wolfenden, P. J., & Lewin, J. (1978). Distribution of metal pollutants in active stream sediments. *Catena*, 5, 67–78.
- Wolman, M. G., & Leopold, L. B. (1957). River Flood Plains: Some Observations On Their Formation (Physiographic and hydraulic studies of rivers). In W. . Pecora (Ed.), *Geological Survey Professional Paper 282-C*. U.S. Government Printing Office.
- Wood, J. D. (1996). *The geomorphological characterisation of digital elevation models* (Issue March) [PhD thesis, University of Leicester].

- [https://doi.org/10.1016/S0065-230X\(09\)04001-9](https://doi.org/10.1016/S0065-230X(09)04001-9)
- WWF, (2010). *Assessment of the restoration potential along the Danube and main tributaries*. 59.p
- Xiao, H. Y., Zhou, W. B., Wu, D. S., & Zeng, F. P. (2011). Heavy metal contamination in sediments and floodplain topsoils of the Lean River catchment, China. *Soil and Sediment Contamination*, 20, 810–823. <https://doi.org/10.1080/15320383.2011.609200>
- Xu, H., Caramanis, C., & Mannor, S. (2009). Robustness and Generalization of Support Vector Machines. *Journal of Machine Learning Research*, 10, 1485–1510. <http://jmlr.csail.mit.edu/volume10/xu09b/xu09b.pdf>.%0A
- Yilmaz, M., & Uysal, M. (2016). Comparison of data reduction algorithms for LiDAR-derived digital terrain model generalisation. *Area*, 48(4), 521–532. <https://doi.org/10.1111/area.12276>
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., & Pike, R. J. (2002). Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 68(3), 257–265.
- Zboray, Z. (n.d.). <https://www.mfttt.hu>. https://www.mfttt.hu/mftttportal/index.php/letoltes/eloadasok/doc_view/460-zboray-zoltanfoldmegfigyelesi-informacios-rendszer
- Zevenbergen, L. W., & Thorne, C. R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47–56. <https://doi.org/10.1002/esp.3290120107>
- Zhang, K., Chen, S. C., Whitman, D., Shyu, M. L., Yan, J., & Zhang, C. (2003). A progressive morphological filter for removing nonground measurements from airborne LIDAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(4 PART I), 872–882. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.810682>
- Zhang, W., Qi, J., Wan, P., Wang, H., Xie, D., Wang, X., & Yan, G. (2016). An easy-to-use airborne LiDAR data filtering method based on cloth simulation. *Remote Sensing*, 8(501), 1–22. <https://doi.org/10.3390/rs8060501>
- Zhao, Y., & Marriott, S. B. (2013). Dispersion and remobilisation of heavy metals in the River Severn System, UK. *Procedia Environmental Sciences*, 18, 167–173. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.04.022>
- Zhu, J., & Pierskalla, W. P. (2016). Applying a weighted random forests method to extract karst sinkholes from LiDAR data. *Journal of Hydrology*, 533, 343–352. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.012>
- Zlinszky, A., Deák, B., Kania, A., Schroiff, A., & Pfeifer, N. (2015). Mapping natura 2000 habitat conservation status in a pannonic salt steppe with airborne laser scanning. *Remote Sensing*, 7, 2991–3019. <https://doi.org/10.3390/rs70302991>

Ábrák jegyzéke

1. ábra: Hidromorfológiai elemek	9
2. ábra: Az ártér szerkezetének vázlata	11
3. ábra: Ártéri formakincs.....	14
4. ábra: A légi LiDAR rendszer komponensei.....	22
5. ábra: Lézerszkennő szenzor típusok és szkennelési mintájuk	23
6. ábra: A lézersugár többszörös visszaverődése.....	24
7. ábra: A LiDAR adatok feldolgozásának lépései.....	25
8. ábra: A vizsgált ártér elhelyezkedése	35
9. ábra: A mintaterület ártérének magasságviszonyai az árvízi készültségi szintek tükrében	37
10. ábra: Terepi felvétel az övzátóny és sarlólapos formák váltakozásáról a rakamazi mintaterületen	38
11. ábra: A harmadfokú árvizek lefolyása a Tiszán 1998-2020 között	39
12. ábra: Az SH/2/6 projekt keretében felmért területek	41
13. ábra: A pontfelhőtől a terepmodellig munkafolyamat lépései.....	47
14. ábra: A pontfelhő vizsgálatok mintaterülete.....	47
15. ábra: A talajmintavételi pontok a rakamazi ártéren	59
16. ábra: A teljes mintaterület geomorfológiai egységeinek térképe.....	62
17. ábra: A mintaterületen húzódo kistájhatár vonala a LiDAR DTM alapján	63
18. ábra: A teljes mintaterület felszínborítási sajátsága.....	66
19. ábra: Az ártér élőhelyeinek változatossága.....	69
20. ábra: A rakamazi ártér geomorfológiai formái	70
21. ábra: A rakamazi ártér hóolvadás és árhullám után drónfelvételtől 2017 tavaszán	71
22. ábra: Terepi felvétel övzátóny és sarlólapos formákról a hóolvadás és árvíz után 2017 tavaszán	72
23. ábra: A rakamazi ártér vízborításának változása 2017 tavaszán Sentinel-2 felvételek alapján.....	72
24. ábra: A rakamazi ártér felszínformáinak vízborítása és változása 2017 tavaszán Sentinel-2 felvételek alapján	73
25. ábra: A rakamazi ártér sarlólapos-övzátóny sorozatainak sajátságai.....	76
26. ábra: A sarlólapos és övzátóny formák jellemző keresztmetszésvényei „ideális” esetben	77
27. ábra: A növényzet és a vízborítás hatása a sarlólapos és övzátóny formák interpolált felszínére	78
28. ábra: A LiDAR DTM és a terepen mért magasságok közötti különbségek.....	79
29. ábra: A referencia pontok és a modellezett értékek közötti különbségek a különböző zajsűrűk és az eltérő CSF beállítások esetén.....	82
30. ábra: A szövet felbontások (a) és az osztályozási küszöbértékek (b) közötti átlagos különbségek a zajsűrű eljárások szerint	83
31. ábra: Az 1 méteres felbontású terepmodellek referenciaadatoktól való eltéréseinek boxplot diagramjai a mediánok alapján sorba rendezve.....	85

32. ábra: A medián alapján sorbarendezett legrosszabb (a), illetve legjobb (b) terepmodellek és a közöttük lévő különbségek (c) vizuális megjelenítése	86
33. ábra: Az interpolációs módszerek közötti átlagos különbségek	86
34. ábra: A felbontás és zajsűrés (a), valamint a felbontás és az interpolációs eljárások (b) interakciós diagramjai.....	88
35. ábra: Az SVM osztályozás eredménytérképe a sarlólapos és övzátony formákra	89
36. ábra: A morfológiai változók korrelációs mátrixa.....	92
37. ábra: A pixel alapú osztályozás során a legnagyobb teljes pontosságot (OA) eredményező változók	93
38. ábra: Az objektum megközelítésű osztályozás során a legnagyobb teljes pontosságot (OA) eredményező változók.....	93
39. ábra: A teljes pontosság értékei és a változók száma a RFE módszerrel történő változó szelekció során	94
40. ábra: A különböző változóhalmazok osztályozási pontossága (OA).....	97
41. ábra: A pixel alapon osztályozott ártéri formák térképe: (a) 2 változó, (b) 4 változó és (c) 20 változó felhasználásával.....	97
42. ábra: Az objektum megközelítésen alapuló ártéri formák térképe: (a) 2 változó és (b) 13 változó felhasználásával	98
43. ábra: A sarlólaposok és övzátonyok szemcseösszetétel szerinti besorolása ..	100
44. ábra: A két ártéri forma fémakkumulációs (mg/kg) különbségei	101
45. ábra: A talajtulajdonságok és a nehézfémek közötti kapcsolatok.....	102
46. ábra: Sarlólapos és övzátony sorozatok nehézfém akkumulációs mintázata.	106
47. ábra: A nehézfémek vertikális eloszlásának ábrája	107

Táblázatok jegyzéke

1. táblázat: Árhullámok a Tiszán Tokajnál 1998-2020 között	40
2. táblázat: A közép-tiszai ártéren végzett légi lézerszkennelés jellemzői.....	41
3. táblázat: A rakamazi ártér vízborítás változásának nyomon követésében használt Sentinel-2-es felvételek	43
4. táblázat: A talajpontok leválogatásánál használt paraméterek	49
5. táblázat: A vizsgálatban használt domborzati paraméterek.....	53
6. táblázat: Az ártér geomorfológiai egységeinek területi megoszlása	64
7. táblázat: A geomorfológiai egységek felszínborításának %-os megoszlása.....	67
8. táblázat: A rakamazi ártér LiDAR pontfelhő összes és sarlólapos-övezet formánkénti pontjainak száma.....	77
9. táblázat: A LiDAR pontfelhő zajsztűrés utáni pontjainak száma és a pontosság	81
10. táblázat: A talajpontosztályozás pontossága a zajsztűrők és az eltérő CSF beállítások esetében.....	81
11. táblázat: A táji és növényzeti változók hibamátrixa.....	89
12. táblázat: A PCA főkomponensek (PC1-5) eredménye a pixel alapú forma detektálásnál.....	91
13. táblázat: A PCA főkomponensek (PC1-5) eredménye az objektum megközelítésű forma detektálásnál.....	91
14. táblázat: A sarlólapos és övezetformák talajtulajdonságainak jellemzői ..	100
15. táblázat: Az RC1-gyel végrehajtott GLM eredménye.....	103
16. táblázat: Az RC2-vel végrehajtott GLM eredménye.....	103
17. táblázat: A sarlólapos és övezet formák fém akkumulációs különbségei a független mintás (Yuen's) t-próba alapján	105
18. táblázat: A kétutas faktoriális ANOVA eredménye a vertikális rétegzettség és ártéri formánként	108

Publikációs jegyzék



**DEBRECENI
EGYETEM**

**DEBRECENI EGYETEM
EGYETEMI ÉS NEMZETI KÖNYVTÁR**
H-4002 Debrecen, Egyetem tér 1, Pf.: 400
Tel.: 52/410-443, e-mail: publikaciok@lib.unideb.hu

Nyilvántartási szám: DEENK/79/2022.PL
Tárgy: PhD Publikációs Lista

Jelölt: Csatáriné Szabó Zsuzsanna
Doktori Iskola: Földtudományok Doktori Iskola
MTMT azonosító: 10050415

A PhD értekezés alapjául szolgáló közlemények

Idegen nyelvű tudományos közlemények külföldi folyóiratban (4)

1. **Szabó, Z.**, Tóth, C. A., Holb, I., Szabó, S.: Aerial Laser Scanning Data as a Source of Terrain Modeling in a Fluvial Environment: Biasing Factors of Terrain Height Accuracy. *Sensors*. 20 (7), 1-18, 2020. ISSN: 1424-8220.
DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/s20072063>
IF: 3.576
2. **Szabó, Z.**, Buró, B., Szabó, J., Tóth, C. A., Baranyai, E., Herman, P., Prokisch, J., Tomor, T., Szabó, S.: Geomorphology as a Driver of Heavy Metal Accumulation Patterns in a Floodplain. *Water*. 12 (2), 1-16, 2020. EISSN: 2073-4441.
DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/w12020563>
IF: 3.103
3. **Szabó, Z.**, Mikita, T., Négyesi, G., Varga, O. G., Burai, P., Takács-Szilágyi, L., Szabó, S.: Uncertainty and Overfitting in Fluvial Landform Classification Using Laser Scanned Data and Machine Learning: A Comparison of Pixel and Object-Based Approaches. *Remote Sens*. 12 (21), 1-29, 2020. ISSN: 2072-4292.
DOI: <https://doi.org/10.3390/rs12213652>
IF: 4.848
4. **Szabó, Z.**, Tóth, C. A., Tomor, T., Szabó, S.: Airborne LIDAR point cloud in mapping of fluvial forms: a case study of a Hungarian floodplain. *GISci. Remote Sens*. 54 (6), 862-880, 2017. ISSN: 1548-1603.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1080/15481603.2017.1339987>
IF: 2.852

Magyar nyelvű konferencia közlemények (3)

5. **Szabó, Z.**, Szabó, J., Tomor, T., Baranyai, E., Prokisch, J., Szabó, S.: **Övzátónyok és sarkolapok** nehézfém mintázatának vizsgálata rakamazí mintaterületen.
In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában X.. Szerk.: Molnár Vanda Éva, Debreceni Egyetemi Kiadó, Debrecen, 295-300, 2019. ISBN: 9789633180549





6. **Szabó, Z.**, Szabó, S.: A rakamazi ártér vízborítottság rövid távú változásának nyomon követése Sentinel-2 felvételek alapján.
In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában IX. : Theory meets practice in GIS. Szerk.: Molnár Vanda Éva, Debrecen Egyetemi Kiadó, Debrecen, 333-339, 2018. ISBN: 9789633187234
7. **Szabó, Z.**, Szabó, S., Szabó, J., Tomor, T., Hunyadi, G.: Felszínfejlődési szakaszok és formák vizsgálata LiDAR felmérés alapján a Tisza hullámterén.
In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VI.: Térinformatikai konferencia és szakkiallítás. Szerk.: Boda Judit, Debreceni Egyetemi Kiadó, Debrecen, 387-394, 2015. ISBN: 9789633184882

Magyar nyelvű absztrakt kiadványok (2)

8. **Szabó, Z.**, Szabó, S., Tomor, T.: Előzetes eredmények a hullámtéri formaelemek LiDAR alapú meghatározásáról.
In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VII. : Térinformatikai Konferencia és Szakkiallítás. Szerk.: Balázs Boglárka, Debreceni Egyetemi Kiadó, Debrecen, 455, 2016. ISBN: 9789633185704
9. **Szabó, Z.**: Fluviális felszínformák osztályozása LiDAR felhasználásával rakamazi mintaterületen.
In: Absztraktkötet : Magyar Földrajzi Napok 2016 : VIII. Magyar Földrajzi Konferencia : XVI. Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciája : Oktatás-módszertani és Földrajztanári Konferencia. Szerk.: Pajtókné Tari Ilona, Tóth Antal, Magyar Földrajzi Társaság, Budapest, 145-146, 2016. ISBN: 9786158030717

További közlemények

Magyar nyelvű könyvrészletek (3)

10. **Szabó, Z.**, Balla, D. Z.: Nekézseny túraútvonal hálózatának kialakítása az ökoturizmus elősegítése érdekében.
In: Földrajzi Tanulmányok 2018. Szerk.: Fazekas István, Kiss Emőke, Lázár István, MTA DTB Földtudományi Szakbizottság, Debrecen, 377-379, 2018. ISBN: 9789635088973
11. Balla, D. Z., **Szabó, Z.**, Molnár, D.: Tanösvények webes geovizualizációja az Upponyi-hegység területén.
In: Földrajzi Tanulmányok 2018. Szerk.: Fazekas István, Kiss Emőke, Lázár István, MTA DTB Földtudományi Szakbizottság, Debrecen, 373-375, 2018. ISBN: 9789635088973





12. **Szabó, Z.:** Az "energianád" (*Miscanthus sinensis* 'Giganteus') biomassza célú termesztésének főbb jellemvonásai.
In: Vidéki erőforrások hasznosítása. A KRF Természeti Erőforrás-gazdálkodási és Vidékfejlesztési Kara hallgatóinak kutatási eredményei. Szerk.: Koncz Gábor, Károly Róbert Kutató-Oktató Közhasznú Non-profit Kft., Gyöngyös, 59-70, 2011. ISBN: 9789639941212

Magyar nyelvű tudományos közlemények hazai folyóiratban (2)

13. Burai, P., Lénárt, C., Valkó, O., Bekő, L., **Szabó, Z.**, Deák, B.: Fátlan vegetációtípusok azonosítása légi hiperspektrális távérzékelési módszerekkel.
Tájékol. Lapok. 14 (1), 1-12, 2016. ISSN: 1589-4673.
14. **Szabó, Z.:** Belvízcsatorna-rekonstrukciós munkálatok hatásainak térinformatikai elemzése síkvidéki mintaterületen.
Agrárinformatika. 1 (3), 40-47, 2010. ISSN: 2061-862X.
DOI: <http://dx.doi.org/10.17700/jai.2010.1.3.27>

Idegen nyelvű tudományos közlemények külföldi folyóiratban (3)

15. Varga, O. G., Kovács, Z., Bekő, L., Burai, P., **Szabó, Z.**, Holb, I., Ninsawat, S., Szabó, S.:
Validation of Visually Interpreted Corine Land Cover Classes with Spectral Values of Satellite Images and Machine Learning.
Remote Sens. 13 (5), 1-24, 2021. EISSN: 2072-4292.
DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/rs13050857>
IF: 4.848 (2020)
16. Varga, O. G., Pontius, R. G., **Szabó, Z.**, Szabó, S.: Effects of Category Aggregation on Land Change Simulation Based on Corine Land Cover Data.
Remote Sens. 12, 1-16, 2020. EISSN: 2072-4292.
DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/rs12081314>
IF: 4.848
17. **Szabó, Z.**, Schlosser, A. D., Túri, Z., Szabó, S.: A review of climatic and vegetation surveys in urban environment with laser scanning: A literature-based analysis.
Geogr. Pannon. 23 (4), 411-421, 2019. ISSN: 0354-8724.
DOI: <http://dx.doi.org/10.5937/gp23-24675>

Magyar nyelvű konferencia közlemények (1)

18. **Szabó, Z.:** Térinformatikai vizsgálatok a vidéki természeti erőforrások védelme érdekében.
In: Agricultural Informatics 2010 Conference Proceedings. Ed.: by Alexander B. Sideridis, Miklós Herdon, László Várallyai, Hungarian Association of Agricultural Informatics (HAAI), Debrecen, 229-234, 2010. ISBN: 9789638736642





Magyar nyelvű absztrakt kiadványok (3)

19. **Szabó, Z.**, Szabó, J., Tomor, T., Baranyai, E., Prokisch, J., Szabó, S.: Az ártér geomorfológiájának szerepe a nehézfémek mintázatában Sajó menti mintaterületen.
In: Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában X.. Szerk.: Molnár Vanda Éva, Debreceni Egyetemi Kiadó, Debrecen, 293-294, 2019. ISBN: 9789633180549
20. **Szabó, Z.**, Balla, D. Z.: Nekézseny túraútvonal hálózatának kialakítása az ökoturizmus elősegítése érdekében.
In: IX. Magyar Földrajzi Konferencia előadásainak és poszttereinek összefoglalói. Szerk.: Fazekas István, Kiss Emőke, Lázár István, MTA DTB Földtudományi Szakbizottság, Debrecen, 175, 2018. ISBN: 9789635088966
21. Balla, D. Z., **Szabó, Z.**, Molnár, D.: Tanösvények webes geovizualizációja az Upponyi-hegység területén.
In: IX. Magyar Földrajzi Konferencia előadásainak és poszttereinek összefoglalói. Szerk.: Fazekas István, Kiss Emőke, Lázár István, MTA DTB Földtudományi Szakbizottság, Debrecen, 174, 2018. ISBN: 9789635088966

A közlő folyóiratok összesített impakt faktora: 24,075

A közlő folyóiratok összesített impakt faktora (az értekezés alapjául szolgáló közleményekre): 14,379

A DEENK a Jelölt által az iDEa Tudóstérbe feltöltött adatok bibliográfiai és tudományometriai ellenőrzését a tudományos adatbázisok és a Journal Citation Reports Impact Factor lista alapján elvégezte.

Debrecen, 2022.02.09.

