

Hidromorfológiai mérések

Folyami hidromorfológiai mérőgyakorlat
vízmérnök és geofizikus MSc hallgatók számára

Projektvezető: Dr. Baranya Sándor, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék

A jegyzet összeállításában közreműködtek:

Csiti Bence (Hordalékmérési eljárások)

Fleit Gábor (Áramlásmérés akusztikus módszerek alkalmazásával)

Kutai Rebeka Debóra (Lebegtetett hordalék vizsgálata)

Lükő Gabriella (Vízhozammérési eljárások bemutatása kisvízfolyásokra)

Dr. Nils Rütther (Mederanyag mintavételi és értékelési eljárások)

Szabó-Mészáros Marcell (Mederanyag mintavételi és értékelési eljárások)

Dr. Timár Gábor (Folyók alaktípusai, Történeti térképek a hidrológiai és földtudományi gyakorlatban)

Dr. Tóth Tamás (Mederfelmérés geofizikai módszerekkel)

Török Gergely Tihamér (Geodéziai, mederomborzási felmérések, Hordalékmérési eljárások)

A jegyzetet szerkesztette: Dr. Zsugyel Márton

Copyright © 2017 Dr. Baranya Sándor

PUBLISHED BY BME

<http://www.hydrocourse.bme.hu>

Első kiadás, 2017

Tartalomjegyzék

	<i>Előszó</i>	13
1	<i>Bevezető</i>	15
2	<i>Mintaterületek</i>	19
	2.1 <i>Duna, Magyarország (Göd)</i>	19
	2.2 <i>Lundesokna, Norvégia (Lundamo)</i>	20
	2.3 <i>Gaula, Norvégia (Kvål)</i>	20
3	<i>Áramlásmérés akusztikus módszerek alkalmazásával</i>	25
	3.1 <i>Mérőműszer típusok</i>	25
	3.1.1 <i>Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)</i>	25
	3.1.2 <i>Acoustic Doppler Velocimeter (ADV)</i>	28
	3.2 <i>Áramlásmérések az ADCP műszerrel</i>	29
	3.3 <i>Mozgó hajós sebességmérés</i>	30
	3.4 <i>Fixhajós sebességmérés</i>	34
4	<i>Geodéziai, mederdomborzati felmérések</i>	37
	4.1 <i>Főmeder felmérése</i>	37
	4.1.1 <i>Horizontális helymeghatározás</i>	37
	4.1.2 <i>Vertikális helymeghatározás</i>	38
	4.2 <i>Hullámtér felmérése</i>	41
	4.2.1 <i>GPS műszerek</i>	41
	4.2.2 <i>Lézerszkennerek</i>	41
	4.2.3 <i>Structure from Motion (SFM) módszer</i>	43

4.3	<i>Medergeometria mérési adatok feldolgozása</i>	47
4.3.1	<i>Interpolációs módszerek</i>	47
4.3.2	<i>Digitális terepmodell morfológiai információtartalma</i>	48
5	<i>Vízhozammérési eljárások bemutatása kisvízfolyásokra</i>	51
5.1	<i>Bevezetés</i>	51
5.2	<i>Acoustic Doppler Current Profiler</i>	51
5.2.1	<i>Hagyományos ADCP</i>	51
5.2.2	<i>Horizontális ADCP (H-ADCP)</i>	53
5.3	<i>Pontbeli sebességmérés</i>	53
5.3.1	<i>Forgószárnyas sebességmérő</i>	55
5.3.2	<i>Acoustic Doppler Velocimeter</i>	55
5.3.3	<i>Indukciós elven működő sebességmérő</i>	56
5.4	<i>Köbözés</i>	57
5.5	<i>Mérőbukók és mérőcsatornák</i>	58
5.5.1	<i>Mérőbukók (Koris és Winter, 1999)</i>	58
5.5.2	<i>Mérőcsatornák</i>	59
5.6	<i>Vízhozambecslő matematikai összefüggések</i>	60
5.7	<i>Large-Scale Particle Image Velocimetry (LSPIV)</i>	60
5.8	<i>Radaros sebességmérés</i>	61
6	<i>Hordalékmérési eljárások</i>	63
6.1	<i>Bevezetés</i>	63
6.2	<i>Lebegtetett hordalékmérési módszerek</i>	67
6.3	<i>Direkt hordalékmérési eljárások</i>	68
6.3.1	<i>Izokinetikus mintavevők</i>	69
6.4	<i>Indirekt hordalékmérési eljárások</i>	72
6.4.1	<i>Optikai elven működő műszerek</i>	72
6.4.2	<i>Akusztikus eszközök</i>	76
6.4.3	<i>Egyéb eszközök</i>	76
6.5	<i>Mérés folyamata</i>	77
6.6	<i>Görgetett hordalékmérési eljárások</i>	78
6.6.1	<i>Fizikai mintavételezési eljárások</i>	78
6.6.2	<i>Indirekt eljárások</i>	80

7	<i>Mederanyag mintavételi és értékelési eljárások</i>	87
7.1	<i>Bevezetés</i>	87
7.2	<i>Mérési eljárások</i>	87
7.2.1	<i>A Finstad eljárás</i>	88
7.2.2	<i>Szemösszetételi vizsgálat</i>	89
7.3	<i>Eredmények</i>	95
7.3.1	<i>Finstad eljárás eredményei</i>	96
7.3.2	<i>Szemösszetételi vizsgálatok eredményei</i>	96
8	<i>Hordalékminták elemzése</i>	99
8.1	<i>Bevezetés</i>	99
8.2	<i>Lebegtetett hordalék vizsgálata</i>	99
8.2.1	<i>Összes szárazanyag meghatározása laboratóriumi méréssel</i>	100
8.2.2	<i>Lebegőanyag meghatározása</i>	101
8.2.3	<i>Szemösszetétel, szemeloszlás és koncentráció meghatározása</i>	102
8.2.4	<i>Görgetett hordalékminták elemzése</i>	104
9	<i>Mederfelmérés geofizikai módszerekkel</i>	107
9.1	<i>Bevezetés</i>	107
9.2	<i>Szeizmikus mérések</i>	107
9.2.1	<i>Egycsatornás szeizmikus mérőműszer</i>	111
9.2.2	<i>Mérési eredmények</i>	114
9.3	<i>GPR mérések</i>	118
9.3.1	<i>Földradar (GPR) mérőműszer</i>	119
9.3.2	<i>Mérési eredmények</i>	120
10	<i>Folyók alaktípusai</i>	123
10.1	<i>Bevezetés</i>	123
10.2	<i>Az alluviális folyók alaktípusainak áttekintése</i>	124
10.2.1	<i>Fonatos alaktípus</i>	124
10.2.2	<i>Meanderező alaktípus</i>	125
10.2.3	<i>Vándorló alaktípus</i>	127
10.2.4	<i>Fattyúágas alaktípus</i>	127
10.2.5	<i>Szövedékes alaktípus</i>	127
10.2.6	<i>Egyenes alaktípus</i>	128

10.3 Szakaszjellegek és nevezéktan	128
10.4 Morfometriai paraméterek	130
10.5 Az alaktípust befolyásoló tényezők	131
10.6 Egyensúlyi állapot, mérnöki jelentőség	135
 A Történeti térképek a hidrológiai és földtudományi gyakorlatban	 137
A.1 Bevezetés	137
A.2 A történeti térképek kvantitatív elemzésének feltétele: a georeferencia	138
A.3 A georeferálás és eredménye	139
A.4 Rendszeres topográfiai térképművek és azok georeferálása	140
A.4.1 Magyarország	140
A.4.2 Norvégia	141
 Irodalomjegyzék	 145

Ábrák jegyzéke

2.1. A gödi mintaterület környezete	20
2.2. A gödi gázló	21
2.3. A gödi mintaterület interpolált mélységtérképe	22
2.4. Lundesokna mintaterületről készült úrfénykép	22
2.5. Drónfelvétel a norvégiai Lundesokna mintaterületről.	23
2.6. Gaula mintaterület műholdfelvételről.	23
2.7. Gaula mintaterület a folyón átívelő hídról felvizi irányba.	23
2.8. Gaula mintaterület a folyón átívelő hídról alvízi irányba.	24
3.1. Négy fejes ADCP műszer	26
3.2. ADCP-hez kapcsolt GPS jellevő és az adatfeldolgozó számítógép	26
3.3. A Doppler-eltolódás jellege a víz mozgásirányának függvényében	27
3.4. Az Aquadopp HR profiler mérőműszer	27
3.5. A Vector műszer	28
3.6. A Vectrino műszer	28
3.7. A Duna sződligeti szakaszán végzett ADCP mérések a hajó pályájának feltüntetésével	30
3.8. ADCP-vel mért keresztshelvény menti sebességeloszlás	30
3.9. A 3.8. ábrán bemutatott keresztshelvény rétegenként simított sebességeloszlása	31
3.10. Háromdimenziós sebességeloszlások a Duna sződligeti szakaszán eltérő vízjárási állapotokban	32
3.11. Mélységátlagolt sebességeloszlások a Duna sződligeti szakaszán eltérő vízjárási állapotokban	32
3.12. Az ADCP által mért legfelső réteg sebességek vektoros megjelenítése	33
3.13. Időátlagolt mérési pontokra illesztett elméleti logaritmikus sebességprofil	34
3.14. Logaritmikus sebességprofil szemil-logaritmikus koordinátarendszerben	35
3.15. Fixhajós mérések időátlagolt sebességvektorai közép (balra) és nagyvízi (jobbra) állapotban. A színezés a mélység szerint: piros – vízfelszín; kék – mederfenék.	36
4.1. Akusztikus műszerek vízmélység mérési elve (Muste, 2012)	39
4.2. Egysugaras és többsugaras mélységmérő műszerek által nyerhető információ sematikus ábrája (Muste, 2012)	40
4.3. ALS LiDAR felméréssel összetett hullámtéri domborzati modell előállítása válik lehetővé	42

4.4. Földi lézerszkenneléssel mért terepmodell (bal ábra) a jobb oldali fotón látható terepről (Kondor, 2016)	43
4.5. Riegl VZ-1000 földi lézerszkennér (Kondor, 2016)	44
4.6. Könnyen felismerető „good feature” pontok a képeken.	44
4.7. DJI Phantom 3 Standard típusú drón	45
4.8. Nyers, drónnal készített kép a töltésszakaszcsozról	46
4.9. Nyers 3D pontfelhő a töltésszakaszcsozról különböző nézetekben VisualSFM-ben	46
4.10. Tisztított és georeferált modell a töltésszakaszcsozról Tecplotban	47
4.11. A sződligeti Duna–szakasz medertérképe	49
4.12. Mederváltozási térkép (Fleit, 2013)	50
5.1. Acoustic Doppler Current Profiler, forrás: www.rdinstruments.com	52
5.2. Vízhozam mérése ADCP műszerrel	52
5.3. H-ADCP (balra) és alkalmazása (jobbra)	53
5.4. Mért sebességek (kék pontok), illetve a függélymenti átlagsebesség (piros)	54
5.5. Vízhozam számítása pontbeli sebességmérés esetén	55
5.6. Price AA (bal) és OTT típusú (jobb) forgószárnyas sebességmérők.	56
5.7. Sebességmérésre használt szenzor és a mágneses mező	56
5.8. A sebességek egyenesen haladnak a szenzor felé	57
5.9. Kőbözés	57
5.10. Bazin-féle bukógát	58
5.11. Poncelet-féle bukógát	58
5.12. Thomson-féle bukógát	59
5.13. Cipoletti-féle bukógát	59
5.14. Vízhozammérés Parshall-csatornával	59
5.15. LSPIV eljárásfőbb lépései	60
5.16. Referencia pontok valós és képi koordinátái	61
5.17. Lekérdezési terület (IA) és keresési terület (SA)	61
5.18. Indexsebesség	62
5.19. Radaros vízhozammérő rendszer	62
6.1. Görgetett hordalékszemcsére ható erők	65
6.2. Shields-görbe	65
6.3. Lebegtetett hordalékszemcsére ható erők	66
6.4. Szemeloszlásgörbe, jellemző értékek bejelölésével (d_{10} , d_{50} , d_{90})	68
6.5. Az áramlási, valamint a mintavételezési sebesség elérésének hatása a minta hordalék-koncentrációjára (Garcia, 2008)	69
6.6. A sebességkülönbség által okozott hiba a hordalék-koncentráció értékében az átlagos szemcseméret függvényében (Garcia, 2008)	70
6.7. Gyors mintavevő (Nagy, 2013)	70
6.8. US P-61-A1 mintavevő (Csiti, 2016)	71
6.9. Palackos mintavevő (Kutai, 2014)	72
6.10. Az akusztikus és optikai eszköz relatív válasza a szemcseméret függvényében (Agrawal, 2016)	73
6.11. A LISST műszerek működési elve (Sequia Scientific Inc.)	73
6.12. A LISST100X műszer	74
6.13. A LISST Portable Xr műszer	74

6.14.A Ponsel NTU digitális zavarosságmérő műszer	74	
6.15.Mozgóhajós OBS adatokból generált hordalék-koncentráció mező	75	
6.16.Az akusztikus eszközök működési elvének sematikus ábrája	75	
6.17.A LISST-ABS műszer	76	
6.18.A LISST-ABS szenzor fej	76	
6.19.Partmenti hordalékcsóva vizsgálat (ADCP), 3D-s leképezése a hordalékszerkezetnek	77	
6.20.A Károlyi-féle (bal) és a Helley-Smith típusú (jobb) görgetett hordalékmintavevő	78	
6.21.A kavicsmedrű folyószakaszokon használt Károlyi - féle görgetett hordalék mintavevő	80	
6.22.Rádiós nyomkövető rendszer	81	
6.23.A mérőhajó útvonala a Bottom Track (rózsaszín) és a GPS (sötét-kék) alapján. A BT alapú pozíciók a mérőhajó felvízi irányba való elmozdulását jelzik a GPS útvonalhoz képest, ami a medermozgásból adódik.	82	
6.24.Mederfenék közeli hordalékszemcsék sebesség-eloszlása a Duna Sződligeti térségében, árvíz ($Q = 6200 \text{ m}^3/\text{s}$) idején (Fleit, G., 2013)	83	
6.25.Laborkísérlet során, többsugaras mélységmérő műszerrel mért mederszint térképek. (Muste, 2016)	83	
6.26.LSPIV eljárással kapott sebességmező (Muste, 2016)	84	
6.27.Az átlagos dűnemagasság számításának módja, ahol k a dűnek darabszáma, H_i pedig egy dűne hullámmagassága (Muste, 2016)	85	
7.1. Különböző mértékű beágyazottság szemléltetése (Eastman, 2004)	88	
7.2. Gumicső a mélységjelölőkkel és a fakeret a háttérben	89	
7.3. A fakeret a mérésre kijelölt területre helyezve	90	
7.4. I. kategóriába sorolt üreg felmérése	90	
7.5. II. (bal ábra) és III. (jobb ábra) kategóriába sorolt üreg felmérése	91	
7.6. Durva szemösszetételű meder rétegtana (Bunte és Abt, 2001)	91	
7.7. Fagyasztótárcsás mintavevő alkalmazás közben	92	
7.8. Fagyasztásos mederanyag mintavétel	93	
7.9. Szárítószekevény (bal) és a szitasor a rázógépen (jobb)	94	
7.10.Különböző lyukméretű sziták (bal) és egy Wentworth sablon (jobb)	94	
7.11.Szemösszetételi és szemeloszlási görbe – példa	95	
7.12.A BP 4 jelű minta szemösszetételi és szemeloszlási görbéje	96	
7.13.A BP 5 jelű minta szemösszetételi és szemeloszlási görbéje	97	
7.14.A FP 3 jelű minta szemösszetételi és szemeloszlási görbéje	97	
7.15.FP 1 (fagyasztásos) és a BP1 (felszíni) jelű minta szemösszetételi és szemeloszlási görbéje. A kék görbe és diagramok a fagyasztásos (FP 1), a piros görbe és diagramok a felszíni mederanyag (BP1) mintához tartoznak	97	
8.1. Összes szárazanyag meghatározása analitikai mérleg segítségével (analitikai mérleg (bal), vízminták a tégelyekben (jobb)) (Kutai, 2014)	100	
8.2. Szűrőpapírok, szűrés előtt és után (Heimann et al., 2013)	101	
8.3. Minták szűrése a Via Donau Aschach-i laborjában (Heimann et al., 2013)	102	
8.4. LISST Portable XR műszer alkalmazása közben	103	

8.5. Különböző lyukméretű sziták	105
8.6. Szitasor	105
9.1. Egycsatornás szeizmikus szelvényezés elvi vázlata	108
9.2. Egycsatornás szeizmikus szelvény a gödi Duna-szakasról. A Gödi-sziget előterében mért szelvény értelmezése a szövegben.	110
9.3. Boomer forrás jelalakja különböző energiájú gerjesztések esetén (a), valamint az egyes jelalakok energia-spektruma (b). Jól megfigyelhető a jel amplitúdójának, valamint a jelalak hosszának növekedése nagyobb energiaszintek esetén.	112
9.4. Az IKB-Seistec™ alulnézeti képe a főbb részegységek megnevezésével	113
9.5. Az IKB-Seistec™ egycsatornás szeizmoakusztikus mérőműszer a mérőhajó mellett	113
9.6. A Gödi-sziget előterében végzett szeizmoakusztikus felmérés mérési nyomvonala	114
9.7. A Duna mederfenék morfológiája a Gödi-sziget előterében	115
9.8. A folyami üledékek feküjének morfológiája a Gödi-sziget előterében	116
9.9. A folyami üledékek vastagsága a Gödi-sziget előterében	117
9.10. Göd és Dunakeszi között a Duna bal partján kibukkanó rétegfejek	117
9.11. Balatonon mért egycsatornás szeizmikus szelvény részlete. A mederfenék alatt 3-4 méter vastag, jól rétegzett, vízszintes településű holocén korú iszap található.	118
9.12. A Balaton alatt található holocén iszapból vett zavartalan magmintán jól láthatók a szeizmikus szelvényen megjelenő reflexiókat okozó eltérő fizikai paraméterű rétegek.	118
9.13. Partközeli, biogén gázzal terhelt területen mért vízi GPR szelvény	120
9.14. Tisza alatt átvezetett gázvezeték képe egy mederfenéken vontatott antennával mért földradar szelvényen	121
10.1. A fonatos alaktípus	125
10.2. A meanderező alaktípus	126
10.3. A vándorló alaktípus	127
10.4. A fattyúágas alaktípus	128
10.5. A szövedékes alaktípus	128
10.6. Az egyenes alaktípus	129
10.7. A kanyarfejltség számítása	131
10.8. Mégrövidebb leírás	132
10.9. Állandó vízhozamú kis vízfolyás alaktípusa és kanyarfejltsége a változó lejtőszög függvényében	133
10.10. Rövid leírás...TODO	134
10.11. A Tisza alluviális szakaszának képe...	134
A.1. A szabályozás előtt vándorló alaktípusú Duna a szigetköz/csalloközi szakaszon, a második katonai felmérés szelvényeiből képezett georeferált mozaikon. E szakaszt később töltésekkel szabályozták, majd 1993 óta a bősi (Gabčíkovo) vízlépcső alakította át teljesen a tájat.	141

- A.2. A Kis-Szamos természetese meander-dinamikája Szászfenesnél (Kolosvártól nyugatra). A második katonai felmérés (1869; zöld) és a harmadik katonai felmérés (1890; fekete) között a meanderek elmozdulása a természetes változásoknak megfelelő. Az erdélyi felmérést a magyarországihoz képest mindkét esetben néhány évvel később hajtották végre. 142
- A.3. A kelet-norvégiai Glommen folyó a négyzetmérföld-térképsorozat 154. szelvényén, a XVIII. század végén. 142
- A.4. A négyszögtérkép-sorozat áttekintő térképe a szelvényhatároknak a kezdőponttól (Kongsvinger) méterben kifejezett távolságával. A zöld körök a meglévő szelvényeket jelzik, a piros körökkel jelölteknek csak az elvi szelvényszámuk adott, azok vagy nem készültek el, vagy nem lelhetők fel a norvég térképészeti szolgálatnál). 143
- A.5. A négyszögtérkép-sorozat szelvényeiből összeállított georeferált mozaik Trondheim térségéről. 144
- A.6. Az 1:50.000 méretarányú munkaszelvényen találhatjuk a legnagyobb felbontású és egyben legkorábbi (1867) topográfiai adatokat a Gaula folyó alsó folyásáról (Dél-Trondelag megye). 144

Előszó

Jelen jegyzet a HUo8-0005-M4 számú EGT Finanszírozási Mechanizmus HUo8 Ösztöndíjprogram Felsőoktatási intézményközi együttműködési projektek akció keretében készült el. A projekt elnevezése: „Folyami hidromorfológiai MSc mérőgyakorlat kidolgozása vízmérnök és geofizikus hallgatók számára”, röviden EEA HydroCourse. A projekt finanszírozói az „EGT Alapok”, illetve „Norvég Alapok” voltak.

Az EEA HydroCourse projekt keretein belül egy új, vízépítő mérnök és geofizikus hallgatóknak szánt terepi mérőgyakorlatot dolgoztunk ki. A mérőgyakorlat egyik alapvető célja a folyók hidromorfológiai felméréséhez és értékeléséhez kapcsolódó, legkorszerűbb ismeretek továbbadása. A projekt partnerek az alábbi – a folyami áramlástan, hordalékvándorlási és medermorfológiai kutatások területén nagy tapasztalattal és komoly eredményekkel bíró egyetemek – intézmények voltak:

- Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem (BME), Építőmérnöki Kar, Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék
- Norvég Műszaki és Tudományegyetem (NTNU), Vízépítési és Környezetmérnöki Tanszék
- Eötvös Lóránd Tudományegyetem (ELTE), Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Ezek a kutatási területek az elmúlt évtizedben jelentős fejlesztéseket hajtottak végre, jóllehet azok oktatásba és gyakorlatba való átültetése mindeddig nem történt meg. Ennek fő oka a megfelelő mérőműszerek, és a különböző tudományterületeket összekapcsoló mérési kampányok hiánya volt. A projektben vízépítő és geofizikus kutatók együttműködését alakítottuk ki, majd előkészítő vizsgálatokra építve kidolgoztuk egy átfogó terepi mérőgyakorlat tananyagát. Mivel a legkorszerűbb folyami monitoring eljárások a gyakorlatban egyelőre nem jelentek meg, a projektben kidolgozásra kerülő terepi mérőgyakorlat egyik későbbi fő célja az lesz, hogy hozzájáruljon a „state-of-the-art tudást birtokló szakemberek képzéséhez. A projekt hosszú távú célja a gyakorlati oktatás fejlesztésének segítségével, különböző szervek” (pl. a vízügyi igazgatóságok, környezetvédelmi felügyelet, nemzeti parkok és hajózási cégek) operatív feladatainak támogatása.

A mérőgyakorlat a BME Építőmérnöki Karán a Hidromorfológia nevű, infrastruktúra-építőmérnöki mesterszak Víz- és vízi környezetmérnöki specializációján kötelező tantárgy részét képezi, a partnerintézmények képzésében pedig a tervek szerint szabadon választható tárgyként vehető fel.

1. fejezet

Bevezető

A hidromorfológia egy relatíve új tudományterület, amely – analóg módon a geológia és geomorfológia kapcsolatához – a hidrológia egyik részterülete (Vogel, 2011). A hidromorfológia a vizek eredetével, mozgásával, alaktani változásaival, azok természetes és emberi hatások okozta folyamataival foglalkozik. Számos természet- és társadalomtudományi területhez is kapcsolódik, mint például földrajz, településtervezés, környezet-gazdaságtan. A hidromorfológia tudományterületének előretörése az elmúlt évszázadban jelentősen felerősödő antropogén hatásoknak köszönhető, amely tavainkat és folyóinkat érte. Fontos szerepet kap továbbá az Európai Unió Víz Keretirányelvében is, amely feladatul tűzte ki a víztestek hidromorfológiai állapotjellemezését.

Építőmérnöki és geofizikus szempontból a hidromorfológia tudományterületen belül az alábbi folyamatokat és a köztük fellépő kölcsönhatásokat vizsgáljuk:

- áramlás,
- hordalékvándorlás,
- mederalak,
- meder rétegzettség,
- főmeder–hullámtér kapcsolat,
- növényzet hatása,
- élőhely

A hidromorfológiai vizsgálatok alapvetően három csoportba oszthatóak: *terepi mérések*, *laboratóriumi kísérletek*, illetve *számítógépes vizsgálatok*. Jelen mérőgyakorlat célja a vízfolyások hidromorfológiai terepi felméréséhez és értékeléséhez kapcsolódó, korszerű helyszíni mérési eljárások, értékelési módszertanok és tapasztalatok bemutatása.

Folyószakaszok morfológiai vagy alaktani állapotának – mint a hidromorfológiai állapot egyik lényeges elemére – feltárása és

folyamatos megfigyelése számos szempontból alapvető. A morfológia állapot és annak megváltozása jelentős hatással lehet többek között a hajózásra, a meder árvízlevezető képességére, élőhely körülményeire, műtárgyak üzemeltetésére és tervezésére, de ugyan-csak hatással bírhat a víz minőségére is. Az említett példák is rámutatnak arra, hogy nemcsak a közvetlen vízgazdálkodással foglalkozó szervek (pl. Vízügyi Igazgatóságok) igényelnek morfológiai állapotfelméréseket, hanem például gazdasági, társadalmi vagy természetvédelmi területeken, és azokon belül is különböző tevékenységhez (például kutatás, tervezés, kivitelezés, üzemeltetés, katasztrófavédelem) kapcsolódóan jelennek meg hidromorfológiai vonatkozású kérdések és problémák.

A hidromorfológiai állapotfelmérések egy másik alapvető eleme a víztest hidrológiai és hidraulikai jellemzőinek meghatározása. A hidrológiai elemzésekkel keresztül a jellemző vízjárási viszonyokat, statisztikai elemzések alapján pedig a várható szélsőséges vízszinteket, vízhozamokat, gyakoriságokat és tartósságokat határozzuk meg. Finomabb léptékű áramlástan vizsgálatokkal pedig olyan hidraulikai paraméterek határozhatóak meg, mint vízhozam, az áramlási sebességek területi-, szelvény- és függély menti eloszlása, amikből többek között az áramlás térbeli struktúrája, hordalékkelragadó, illetve szállító kapacitása közelíthető.

A meder alaktani és áramlási jellemzőin túl, a hidromorfológiai mérések részét képezik még a meder és a vízben található hordalék fizikai paramétereinek meghatározása úgy, mint a meder anyaga, szemösszetétele, rétegzettsége, a meder közelében mozgó, ún. görgetett hordalék összetétele és mennyisége és a vízzel együtt utazó finom, ún. lebegtetett hordalék összetétele és mennyisége. Az elmúlt évtizedekben jelentős fejlődésen keresztülment terepi mérési eljárások alapján mind térben, mind időben nagy felbontású és megbízhatóbb adathalmaz nyerhető ki a korábbi, hazánkban hagyományosan alkalmazott mérési technikákhoz képest, ami jelentősen megnöveli a mérések alapján megfogalmazható hidromorfológiai állapot megbízhatóságát.

Hidromorfológiai állapotfelmérések alapján meghatározhatók például a szélsőséges árhullámok, tartós középvezek, vagy a mesterséges beavatkozások indukálta hordalékterhelés mértéke, főmeder és hullámtéri mederváltozások térbeli kiterjedése és mértéke, hajózás szempontjából hátrányos folyamatok, mint például gázlóképződés, tározók feltöltődésének várható időbeli alakulása, vagy az ökológiai szempontú káros és előnyös folyamatok feltárása, például a folyó menti élővilág számára kedvező életterek csökkenése.

A hidromorfológiai célú mérésekre számos műszert kínál a folyamatosan fejlődő műszeripar. Ez mindenképpen a mérések által szolgáltatott adatmennyiség növekedését (részletességét) és megbízhatóságuk javulását teszi lehetővé. Az eszközök alkalmazási lehetőségei azonban számos kérdést is felvetnek. Ilyenek például a megfelelő műszer, mérési módszer és kiértékelési eljárás optimális megválasztása. Általános tapasztalat, hogy a műszerek megbízható

mérési tartománya függ a mérendő jelenség fizikai paramétereitől, pl. Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) áramlásmérő műszer esetén az áramlási sebességtől vagy a vízmélységtől; optikai és ultrahangos lebegtetett hordalékmérő műszerek esetében a jellemző szemcsemérettől és a hordalék töménységétől. A műszerek alkalmazási korlátai mellett a terepi mérések megtervezésénél fontos a felmérés kívánt tér- és időbeli felbontása, valamint további hely- és időspecifikus tényezők egyeztetése. A terepi mérések során gyűjtött adatok értelmezése és helyes feldolgozására sincs általános érvényű eljárás. A hidromorfológiai célú, hazai szinten alkalmazott műszerpark, illetve mérési és kiértékelési eljárások sajnos némi elmaradást mutatnak a fejlett országokban alkalmazottakhoz képest. Hazánkban még a nagyobb folyókon sem épült ki folyamatos hordalék megfigyelő rendszer, de a kampányszerű terepi méréseknél is csak ritkán alkalmaznak korszerű ultrahangos, vagy optikai elvű eljárásokat. Az elavultabb mérési eljárások és kiértékelési módszerekkel a megbízhatóság csökken, illetve a tér- és időbeli felbontás is korlátozott. A hazánkban jellemző műszerek és infrastruktúra – laboratóriumi felszereltség, költséges laborvizsgálatok – elmaradnak a korszerű műszerek által biztosított megbízhatóságtól, és alkalmazhatósági korlátaik is szűkösebbek a korszerűbb műszerekhez képest.

A hidromorfológiai mérőgyakorlat tananyaga a fenti megállapítások tükrében kerültek kidolgozásra. Első lépésben bemutatjuk a tanulmányterületeket, amelyeken a helyszíni adatgyűjtést végrehajtjuk (mind a magyar, mind a norvég helyszínrre kitérve), majd ismertetjük a különböző mérési eljárásokat és az adatelemzési módszereket. A jegyzet részét képezi a folyók alaktani vizsgálatához kapcsolódó elméleti fejezet is, végül pedig a mérésekhez javasolt jegyzőkönyveket mellékelünk.

A mérőgyakorlattal egy olyan gyakorlati tudás átadása a cél, amit a hallgatók közvetlenül fel tudnak használni hidromorfológiai terepi mérések előkészítésénél, kivitelezésénél és adatfeldolgozásánál egyaránt. Ezzel hazai viszonylatban eddig ki nem elégített tudásigény átadása valósul meg.

2. fejezet

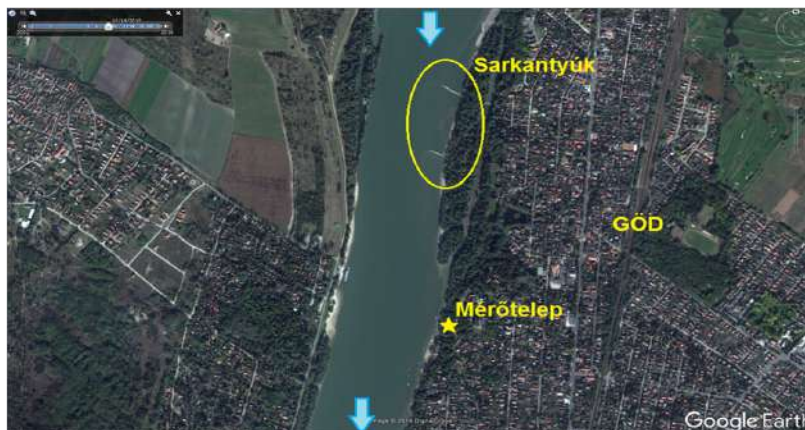
Mintaterületek

2.1 Duna, Magyarország (Göd)

A kiválasztott terület a Göd településénél található 1670 és 1664 fkm közötti Duna-szakasz. Az ötvenes évek során szabályozásra került a váci (1683-1678 fkm) és a gödi (1666-1657 fkm) mederszakasz, ahol sarkantyúkkal, vezetőművekkel és partbiztosításokkal sikerült a középvízi meder tervezett méreteit, illetve a hajóút előírt mélységi, szélességi paramétereit előállítani. Az 1970-1982 közötti években a Budapest feletti szakaszon több mint 17 millió m³ kavicsanyagot kotortak ki, ennek nagy részét Nagymaros és Vác között, ahol a kotrás hatására kb. 50-110 cm-es meder- illetve kisvízszint süllyedés következett be. A Nagymarosi Vízlépcső építésének megkezdése, majd elhagyása és a „Nagymaros-Visegrád térség komplex táj-rehabilitációja” az 1694-1700 fkm közötti szakaszon új helyzetet teremtett. Az elvégzett munkák közül jelentős az új hidraulikus meder és hajóút kialakítása, a bal- és jobb parti partvédő művek, a közműalagút és a galériák építése. Jelenleg a szakasz a Közép-Duna-völgyi Vízügyi Igazgatóság fennhatósága alá tartozik, melyre kitűzési terv készült 2015-ben. A hajóút kitűzés alapját a Duna 2013-2014. évi mederállapotának megfelelő hajóút képezte, melynek tervezett szélessége - a Duna Bizottság ajánlását is figyelembe véve – Budapest-Szob (1641-1708 fkm) közötti szakaszon 120 m, a Dunaföldvár-Budapest (1560-1641 fkm) közötti szakaszon 150 m. A vizsgált terület középvízhozama kb. 1500m³/s, átlagos esése 5cm/km.

A vizsgált területen a Dunán egy kisebb gázlós rész alakult ki (Gödi gázló), amely a Duna teljes szélességében lecsökkenti a vízmélységet, ezáltal megnehezíti a hajók akadálytalan közlekedését az év egy részében. Az igazgatóság felmérései alapján a 2.2 ábrán látható a gázló elhelyezkedése (kék színnel vannak jelölve a még megfelelő vízmélységgel rendelkező részek), amely 80 méteres hajóút szűkületet eredményez 1400 méter hosszon. A folyó mindkét oldalán település található melyek egészen a partig húzódnak (balpart Göd, jobbpart Horány).

A tesztmérések során végzett ADCP mérések mélységadataiból,



2.1. ábra: A gödi mintaterület környezete

valamint szárazföldi RTK-GPS mérések alapján a 2.3. ábrán látható interpolált mélységtérkép készült, melyen megfigyelhető a sarkantyúk között lerakódott hordalék, továbbá a keresztművek orránál kialakuló kimélyülés, az ún. kopolya is.

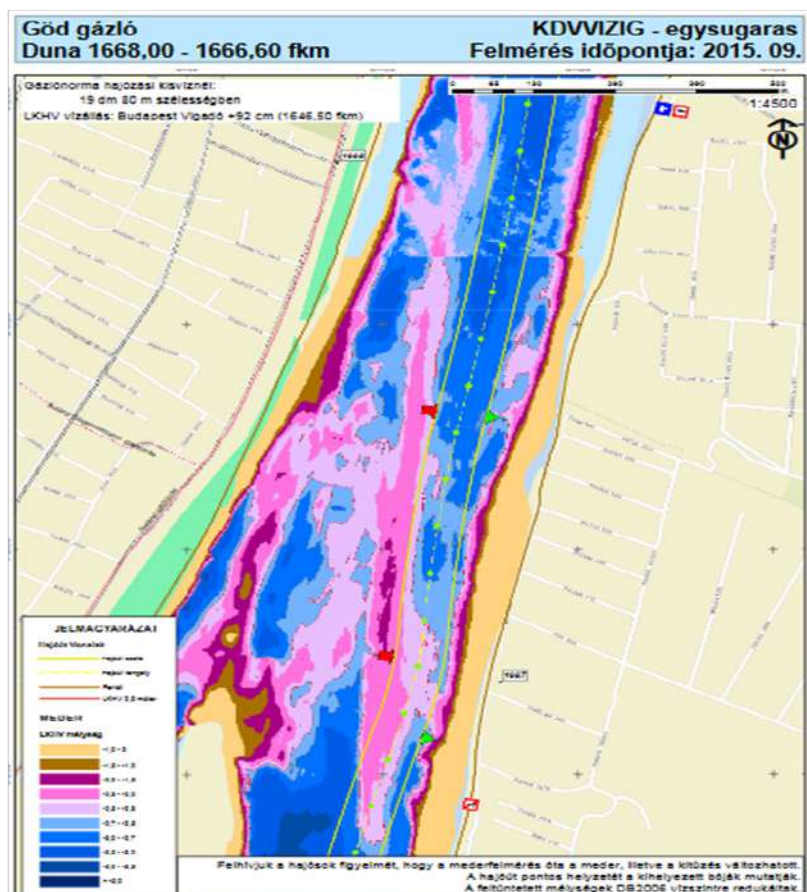
2.2 *Lundesokna, Norvégia (Lundamo)*

A Lundesokna folyó a Gaula folyó egy mellékfolyója, mely jobb partján torkollik a befogadójaiba. A vizsgálati terület Lundamo nevű település mentén található. A vízfolyás vízjárása erősen szabályozott, ugyanis három vízerőmű is található rajta, melynek a vizsgálati terület az alvívén van, a műtől kb. 1 km-es távolságban. A vízerőművek teljes átlagos kapacitása 278 GWh/év. Vízugyűjtőterületének nagysága 243 km². A vizsgálati szakasz mederanyag jellemzően kavicsos, a tesztmérések során mederpáncélozódás volt megfigyelhető, ami az erősen szabályozott vízjárásnak köszönhetően valószínűleg nem tud felszakadni. A vizsgálati helyszínt és környezetét az alább látható űrfénykép szemlélteti (2.4. ábra, forrás: Google Earth); a sárga téglalap pedig a közvetlenül vizsgált vízfolyásszakaszt jelöli ki.

A sárgával jelölt területet a tesztmérésekkor készült drónfelvétel alapján a következő kép szemlélteti.

2.3 *Gaula, Norvégia (Kvål)*

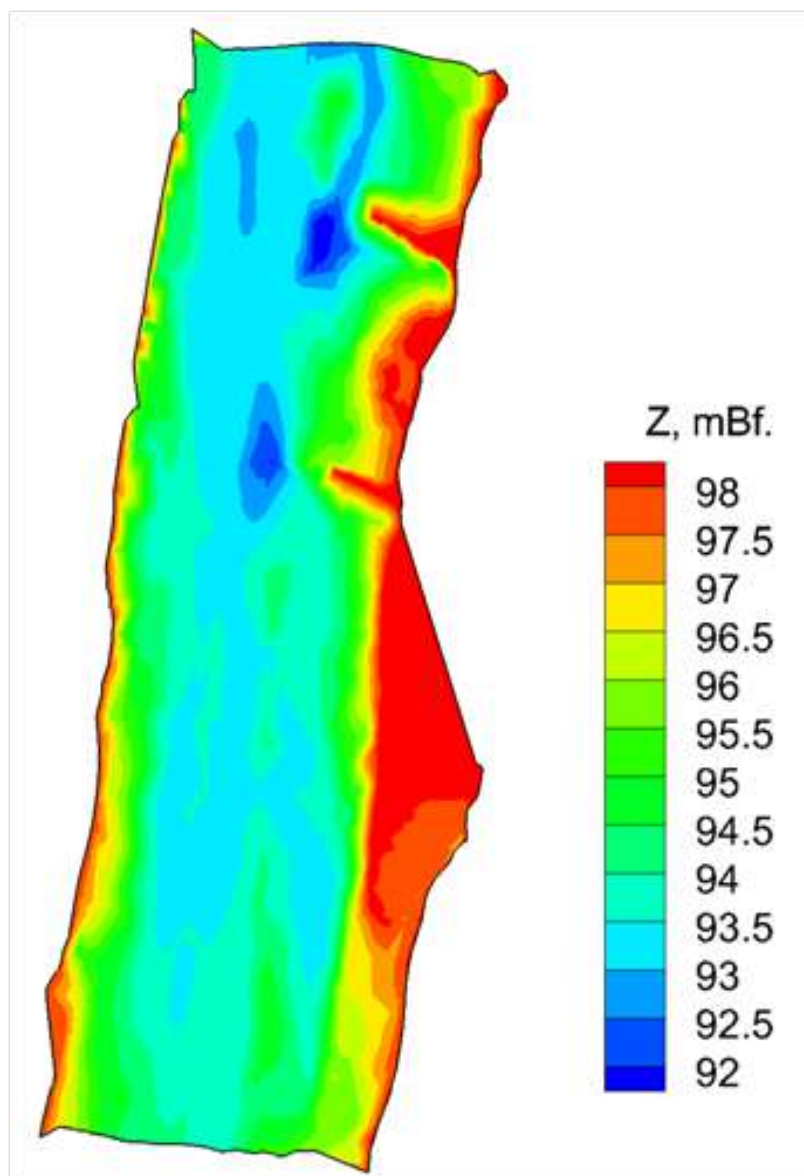
A Gaula folyó Közép-Norvégiában, a Sør-Trøndelag régióban található. A folyó forrása a befogadó Trondheimsfjorden-hez viszonyítva kb. 950 méteres magasságban található, a svéd határthoz közel. A 145 km hosszú és kb. 3700 km² vízgyűjtőterületű a térség egyik legnagyobb vízfolyása. A Gaula egy szabályozatlan folyó, így télen 1-20 m³/s, késő tavasszal és nyár elején pedig 6-700 m³/s is lehet a vízhozama. A folyó vizsgálatra kiválasztott szakasza jellemzően kavicsos medrű, ahogy az a 2.6. képen is jól látható (forrás: Google Earth). A fénykép egy kisebb vízálláskor készült, ilyenkor



2.2. ábra: A gödi gázló

jól megfigyelhetők az úrfelvételekről is a folyó által lerakott kavicspadok és szigetek, melyek közt a természetes jelleget jól tükrözően meanderezve halad a folyó.

A kiválasztott szakasz fontos jellemzője, hogy itt egy közúti híd ível át a folyó felett, ami így lehetőséget biztosít lebegtetett hordalékmérésekre is (a műszerek a hídról becsülőzhetők a kívánt függélybe). Az alábbi két fényképen a közúti hídról készült fényképek láthatók, balra felvázi, jobbra alvázi irányba nézve (forrás: Google Street View).



2.3. ábra: A gödi mintaterület interpolált mélységtérképe



2.4. ábra: Lundesokna mintaterületről készült űrfénykép



2.5. ábra: Drónfelvétel a norvégiai Lundesokna mintaterületről.



2.6. ábra: Gaula mintaterület műholdfelvételtől.



2.7. ábra: Gaula mintaterület a folyón átívelő hídról felvizi irányba.



2.8. ábra: Gaula mintaterület a folyón átívelő hídról alvízi irányba.

3. fejezet

Áramlásmérés akusztikus módszerek alkalmazásával

3.1 Mérőműszer típusok

SZÁMOS A DOPPLER-ELVEN alapuló mérőműszer megtalálható a piacon, melyek eltérő szerkezeti és geometriai kialakításával a gyártók a vízmérnöki gyakorlat különböző területein felmerülő igényeit igyekeznek kielégíteni. A következő bekezdésben a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszékének mérőműszer állományában is megtalálható eszközök kerülnek röviden bemutatásra.

3.1.1 Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)

Ahogy a nevéből is adódik, az ADCP a Doppler-elvet ¹ használja ki az áramlási sebességek indirekt méréséhez. Ahhoz, hogy az eszköz háromdimenziós sebességeloszlásokat tudjon mérni, minimum három (általában három vagy négy) jelvevőre illetve jelkibocsátóra van szüksége (3.1. ábra). Az ADCP esetén a jeladók és a jelvevők szerkezetileg azonos helyen találhatók, ezek az műszer „fejei”.

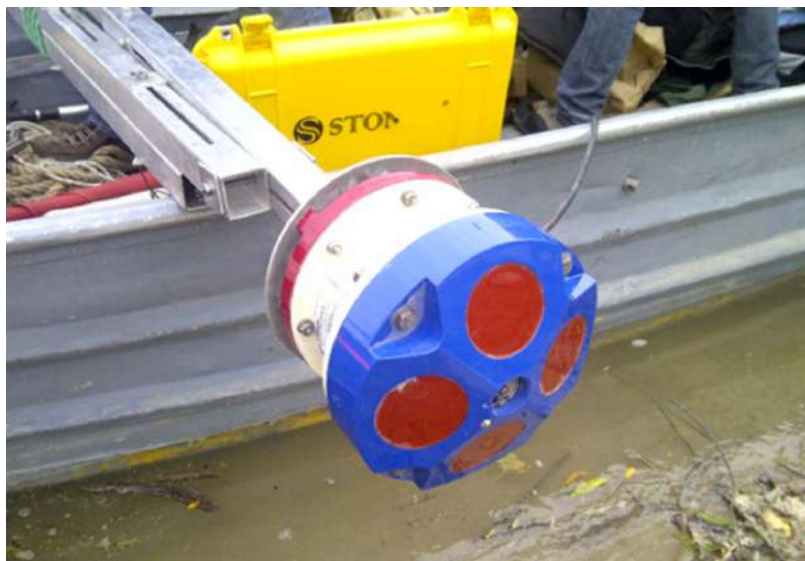
Mivel a műszert leggyakrabban csónakból használjuk, ráadásul nem is feltétlenül egy pontban, így a mérések pozicionálása és georeferálása nem olyan egyértelmű, mint pl. egy partközeli, pontbeli mérés esetén, ahol elegendő a mérési kampány során egyszer rögzíteni a műszer koordinátáit. Ezért az ADCP-t rendszerint egy a műszer tengelyében elhelyezett GPS vevővel együtt szokás alkalmazni (3.2. ábra). Ez biztosítja, hogy mind a fix hajós, mind a mozgó hajós mérések georeferálhatók legyenek a feldolgozás során.

A jel (hang) terjedési sebessége a vízben jó közelítéssel ismertnek és állandónak tekinthető (kb. 1500 ms^{-1}), ha a víz hőmérséklete 5–22 °C, sótartalma 34–37 ppt között van és a vízmélység nem haladja meg a 100 métert. Ekképpen az állandó terjedési sebesség, valamint a kibocsátás és visszaverődés közötti idő ismeretében számítható, hogy mekkora távolságot tesz meg a jel, azaz milyen távol vannak

¹ A részleteket a 26. oldalon kezdődő kiemelt részben ismertetjük.

ppt: particles per thousand, azaz 1000 db részecske közül mennyi só van

3.1. ábra: Négy fejes ADCP műszer



3.2. ábra: ADCP-hez kapcsolt GPS jel-vevő és az adatfeldolgozó számítógép

a részecskék, melyekről a visszaverődés történt. A műszer így képes a meder letapogatására is: a legtávolabbról visszaérkező jelről feltételezi, hogy az a mederfenékről verődött vissza, és annak távolságát a műszertől – a hangsugár függőlegessel bezárt szöge szerint transzformálva – a vízmélységként definiálja.

Az ADCP-vel rögzített részletes sebességeloszlás és medergeometria lehetőséget biztosít gyors (Duna esetén kb. 5 perc) vízhozam mérésekre, épp ezért nagyon elterjedt és széles körben alkalmazott műszer a vízmérnöki gyakorlatban és a tudományos kutatások terén is.

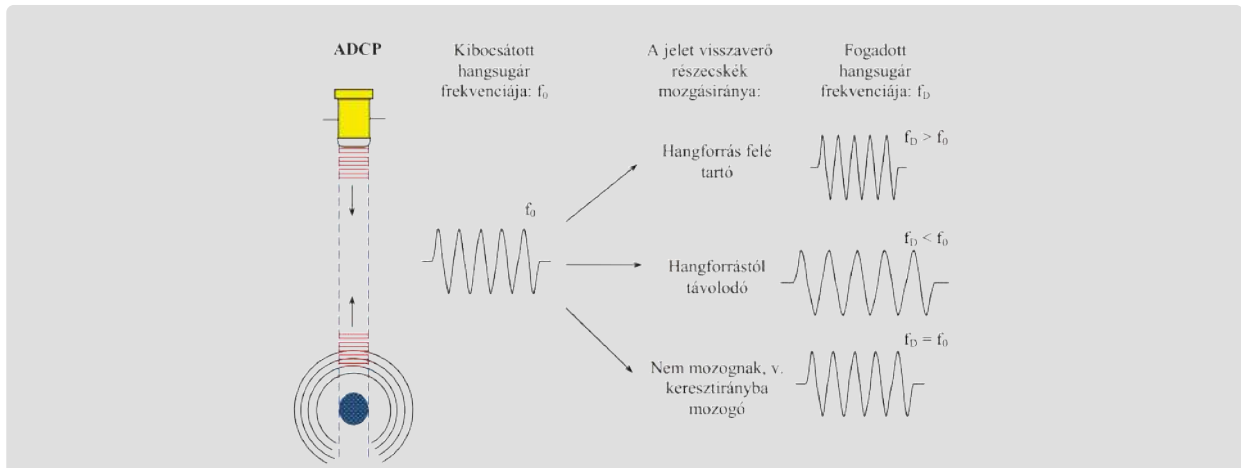
Akusztikus Doppler-elvű sebességmérők működési elve

NAPJAINKBAN A KÜLÖNBÖZŐ akusztikus elven működő mérőműszerek már alapvető részeit képzik a vízmérnökök terepi/laboratóriumi mérőműszer állományának. A különböző eszközök méretükben, szerkezeti kialakításukban, mintavételi térfogataikban és felbontásukban igencsak eltérőek lehetnek, a működésük alapját jelentő fizikai törvény azonban egy és ugyanaz.

Ahogy az az egyes műszerek nevéből általában ki is derül, az eszközök a Doppler-elvet használják ki a méréseikhez, mely a következő: ha egy hangforrás a vevőhöz képest mozog, akkor a vevő által fogadott hang frekvenciája eltolódik a kibocsátott hang frekvenciájához képest. A frekvenciaváltozás, a jeladó valamint a vevő közötti relatív sebesség között a következő összefüggés áll fenn:

$$f_{\text{fogadott}} = \frac{v_{\text{rel}}}{c} \cdot f_{\text{ki}} \quad (3.1)$$

ahol f_{fogadott} a frekvenciaváltozás a vevőnél (Doppler-eltolódás), f_{ki} a kibocsátott jel frekvenciája, v_{rel} a jeladó és a vevő közötti relatív sebesség, c a hangsebesség.



3.3. ábra: A Doppler-eltolódás jellege a víz mozgásirányának függvényében

A Doppler-elvű sebességmérő a víz sebességének meghatározását indirekt módon végzi. A készülék hangsugarat bocsát ki a vízbe, amely a folyadékban való terjedés közben szétszóródik az útjába kerülő, a vízzel együtt mozgó részecskékről (apró mikroorganizmusok, lebegtetett hordalék, buborékok), de a hangimpulzusok egy része a kibocsátás felé visszaverődik.

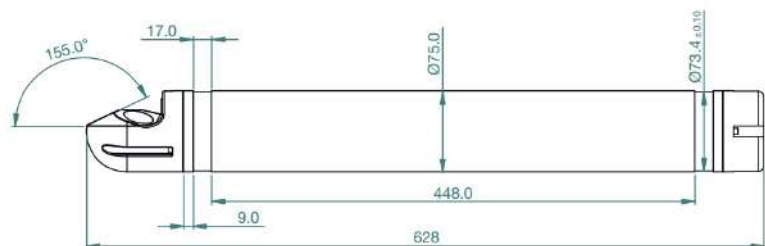
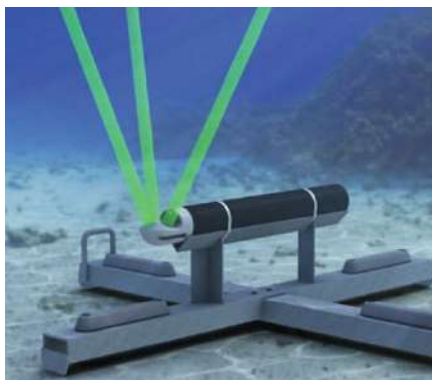
Mivel elég sűrűn találhatók ilyen visszaverő részecskék a vízben, ezért szinte állandóan van beérkező jel, következésképpen a mintavétel folyamatos. Ezeket a jeleket veszi a műszer a kibocsátott hangsugár tengelyében és vizsgálja, hogy történt-e változás a hang frekvenciájában (3.1.1. ábra). A változás mértéke arányos a víz hangsugár tengelyébe eső sebességével:

$$f_{\text{visszavert}} = 2 \cdot \frac{c_w}{c} \cdot f_{ki} \quad (3.2)$$

ahol $f_{\text{visszavert}}$ a visszavert jel frekvenciája és c_w a a készülék és a részecskék közötti relatív sebesség (az áramlási sebesség).

Aquadopp High Resolution (HR) profiler Az Aquadopp egy speciális ADCP műszer, mely szintén a vízoszlop rétegeinek háromdimenziós, nagy időbeli felbontású sebességvektorinak mérésére alkalmas, azonban ezt a klasszikus ADCP eszközöknél nagyobb térbeli és időbeli² felbontásban teszi. Az eszköz széleskörű felhasználásra lett tervezve, alkalmas folyami, tavi sőt, akár tengeri/óceáni bevetésre is 100 méteres mélységig. Ennek megfelelően az Aquadopp relatív kicsi, könnyű és több geometriai kialakításban is elérhető, hogy a lehető legnagyobb mértékben kielégítse az eltérő felhasználási területek támasztotta igényeket.

² 1 Hz helyett akár 8 Hz



3.4. ábra: Az Aquadopp HR profiler mérőműszer

Ahogy a 3.4. ábra bal oldalán látszik, az Aquadopp geometriáját és működését tekintve hasonlít az ADCP műszerre. Mérési gyakoriságát tekintve azonban inkább az ADV-re hasonlít, hiszen a HR firmwarének köszönhetően ez a műszer is alkalmas akár 8 Hz-es mintavétel frekvenciára is, így a turbulenciára jellemző időléptékben nyújt lehetőséget az áramlási sebességek vizsgálatára. A műszer rendelkezik továbbá egy nyomásmérő szenzorral is.

Fontos továbbá megjegyezni, hogy a beállítások függvényében a műszer rendelkezik némi mérési holtterrel, közvetlenül a mérőfej felett. A geometriai kialakításból adódóan (széttartó hangsugarak), a jellevőtől távolodva a sebességvektorok mérése egyre nagyobb és nagyobb térbeli átlagolást jelent, így egyre kevésbé tekinthetők pontbelinek az egyes rétegekben mért értékek.

3.1.2 Acoustic Doppler Velocimeter (ADV)

Az ADV a rögzített geometriai kialakítása miatt nem képes az ADCP-hez hasonló függélymenti eloszlások vizsgálatára, csak egy apró (1 cm^3) mintavételi térfogatról gyűjt információkat, mely a kibocsátott és érzékelt hangnyalábok metszékéből adódik. Az ADV-k háromdimenziós sebességek nagy időbeli felbontású mérésére alkalmazhatók. Ezek a sűrű adatsorok a méréseket követő adatfeldolgozás során – az alkalmazási terület függvényében – turbulencia paraméterek meghatározására, vagy a sebességek spektrumának meghatározására is alkalmazhatók.

A műszerek 3 vagy 4 jellevővel rendelkeznek, melyek a műszer fejének tengelyéből kibocsátott magas frekvenciájú hangok visszaverődését méri. A Doppler-elv kihasználása, valamint a műszerek geometriai kialakítása miatt szükséges transzformációk végrehajtása eredményeként előállnak a háromdimenziós sebességvektorok.

A Nortek gyártású *Vector* (3.5. ábra) három egymással 120° -os a függőlegessel 30° -os szöget bezáró jellevője lehetővé teszi háromdimenziós sebességvektorok mérését illetve számítását. Kialakítása miatt a műszer érzékenyebb a saját tengelyébe eső sebességkomponensekre, mint a síkbeliekre, ezért a mérés ezen tagja némi bizonytalansággal terheltek. Ez azonban nem jelent jelentősebb hibát a mérések során, ugyanis az általános elhelyezés esetén ez a függőleges irány, ahol a sebességkomponensek általában jóval kisebbek, mint a horizontális síkban. A mérési sűrűség 8–64 Hz között állítható. A műszer rendelkezik továbbá nyomásérzékelővel is, ami pl. hullámzások mérésekor nélkülözhetetlen.

A szintén Nortek gyártású *Vectrino* (3.6. ábra) négy egymással 90° -os szöget bezáró jellevője a háromdimenziós sebességvektorok mérésén túlmenően a műszer tengelyébe eső komponensek bizonytalanságát, ugyanis két jellevő is az ilyen irányú sebességvektorokat rögzíti. A Vectrinok mérési sűrűsége 1–25 Hz között definiálható.

Az ADV-eket tipikusan magas, 8–16 Hz-es mintavételi frekvencián szokás alkalmazni, hogy a turbulens fluktuációk is megjelenjenek az adatsorokban. Ezzel együtt jár, hogy a sebességidősorok gyakran



3.5. ábra: A Vector műszer



3.6. ábra: A Vectrino műszer

hibás méréseket is tartalmaznak, melyek kiszűrése minden további feldolgozást meg kell, hogy előzzön.

3.2 *Áramlásmérések az ADCP műszerrel*

Az ADCP GYORS ÉS EGYSZERŰ vízhozammérő képessége nagyban hozzájárult ahhoz, hogy a műszer széleskörben elterjedt és használt legyen. Ez a népszerűség hozzájárult ahhoz is, hogy számos kutató is használatba vette a műszert és így kifejlesztésre illetve felfedezésre került az ADCP méréseinek néhány alternatív feldolgozási módja, melyek további – főleg hidrodromorfológiai – paraméterek és jelenségek számszerű kimutatására kínál lehetőséget. Ezek a funkciók nem részei a gyártó által kínált szoftvereknek, jelenleg főleg kutatási célokra használják őket, így alkalmazásuk is körültekintést igényel. Ilyen alkalmazás például egy folyó lebegtetett vagy görgetett hordalékhozamának becslése (Baranya és Józsa, 2010), melyeket egy későbbi fejezet tárgyal majd.

A következő fejezetekben az ADCP különböző alkalmazási módjai kerülnek bemutatásra. Az egyes funkciók és adatfeldolgozási technikák kivétel nélkül támogathatják egy folyó hidromorfológiai jellegű felmérését, így az ADCP egy ilyen témájú mérőgyakorlat szerves részét kell, hogy képezze.

Egy általános mérés a következőképp zajlik: adott az ADCP műszer egy RTK (Real Time Kinematic) GPS jellevő és egy hordozható számítógép (3.1. és 3.2. ábrák). A GPS fixen rögzítve van az ADCP-hez, ügyelve arra, hogy minél nagyobb pontossággal a műszer feletti függőlegesben legyen, így biztosítva a lehető legpontosabb koordinátákat az ADCP mérésekhez. Az ADCP fixen rögzítve van a hajóhoz és úgy van beállítva, hogy a mérőfej kb. 20-30 centiméterre helyezkedjen el a vízfelszín alatt. Erre azért van szükség, hogy a műszer minden körülmények között a víz alatt maradhasson, ellenkező esetben fals eredményeket mérhetünk. Mindazonáltal túl nagy merülési mélység sem alkalmazandó, hiszen a műszer a kibocsátó fejek felett nem képes méréseket végezni. Ez igaz a mederfenékre is, továbbá a műszer feje alatt egy keskenyebb, ún. vak zónára is. Az, hogy az előbb felsorolt zónákban nem képes közvetlen méréseket végezni a műszer, azonban nem jelenti azt, hogy oda üres foltokat kap a felhasználó, a mért eredmények helyett. Az ADCP, illetve az adatfeldolgozó szoftver ezekre a területekre extrapolációval állít elő eredményeket, melyek az esetek jelentős részében elfogadhatónak tekinthetők, alkalmasak további munkára.

Hasonlóan, extrapolációval kaphatók értékek azokra a tipikusan part menti területekre, ahol a víz már nem kellően mély a motorcsónakos megközelítéshez. Ilyen esetekben meg kell adni a szoftvernek a partról való távolságot, ami az aktuális mélység ismeretében egy derékszögű háromszöggel közelíti a mederfenéket, majd végzi el az extrapolációt.

A számítógépnek a mérések során szinkronizáló adatrögzítő

szerepe van, ez menti folyamatosan a mért adatokat az ADCP-ből és a GPS-ből egyaránt, továbbá a mérést irányító szoftver (WinRiver I) ezek egymáshoz rendelését is elvégzi.

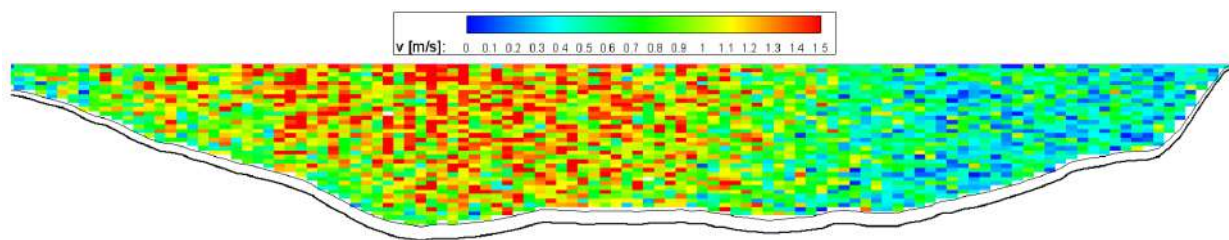
A 3.7. ábra a Duna sződligeti szakaszát ábrázolja a mérési pontokkal illetve a mérőhajó (és az ADCP) pályájával együtt. Az ábrán megfigyelhető a folyami környezetben használt három leggyakoribb mérési típus, a fix hajós és a pásztázós mérés, valamint a keresztaszvéný felmérés (Baranya et al., 2008).

3.7. ábra: A Duna sződligeti szakaszán végzett ADCP mérések a hajó pályájának feltüntetésével



3.3 Mozgó hajós sebességmérés

A LEGGYAKRABBAN HASZNÁLT FUNKCIÓ illetve adatrögzítési eljárás az ADCP-vel amikor mozgó hajóról végzünk méréseket, leggyakrabban a folyó egy keresztaszvénýe mentén. Ilyenkor képet kapunk a keresztaszvéný menti sebességeloszlásról, feltárható a sodorvonal, esetleges áramlási holtterek vagy akár visszaáramlási zóna is. A sebesség mérésekkel egyidejűleg – ahogy az már korábban említve lett – a műszer mélységméréseket is végez, így kirajzolódik a keresztaszvéný területe is, következésképpen meghatározható a vízhozam. Egy ilyen keresztaszvéný felmérés nyers eredményeit mutatja be a 3.8. ábra.

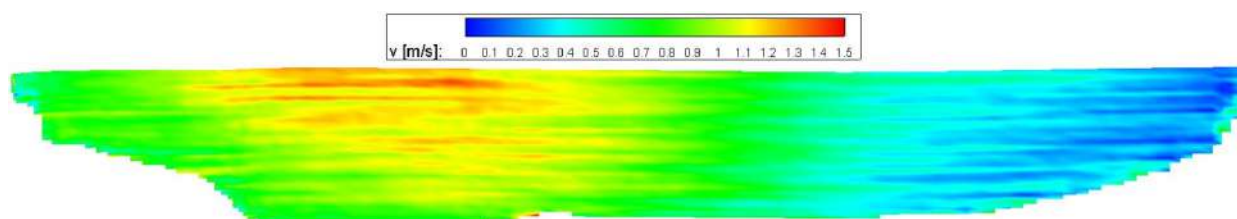


3.8. ábra: ADCP-vel mért keresztaszvéný menti sebességeloszlás

Megfigyelhető a mérési pontok (cellák) egyfajta mozaikossága. A függőleges, függélymenti felbontást a felhasználó a műszerhez tartozó kezelő szoftverrel (WinRiver) tudja beállítani; a vízszintes felbontás a mintavételi frekvencia (általában 1 Hz) és a műszer (a hajó) mozgási sebességének a függvénye. 1 Hz-es mintavétel frekvencia esetén például, ha a hajó v [m/s] sebességgel halad,

akkor épp v [m] nagyságú cellákat kapunk a horizontálisan. Ebből következik, hogy fontos a hajó sebességének helyes megválasztása, ugyanis a túl nagy haladási sebesség a felbontás rovására megy, továbbá a hibás mérések száma is megugorhat.

A sebességmező mozaikosságán túlmenően feltűnő az is, hogy az eredmény nem túl konzisztens, a mért sebességeloszlás zajos. Ez a jelenség azonban nem az ADCP hibájából adódik, az áramlás turbulens jellegéből adódó sebességfluktuáció jelenik meg ilyen formán a mérésekben. Ha hosszabb (kb. 1–2 perc) ideig tudnánk mérni a teljes keresztaszvénny eloszlását folyamatosan, akkor ezek a turbulens fluktuációk kiátlagolhatók lennének, és kirajzolódna egy átlagos sebességeloszlás, ami sokkal folytonosabb lenne a 3.8. ábrán láthatónál. A sebességeloszlás kisimítására például mozgóablakos átlagolással van lehetőségünk, hogy némileg folytonosabb és áttekinthetőbb, informatívabb eloszlást kapjunk. A 3.9. ábrán a 3.8. ábrán bemutatott sebességeloszlás rétegenként simított változata látható.

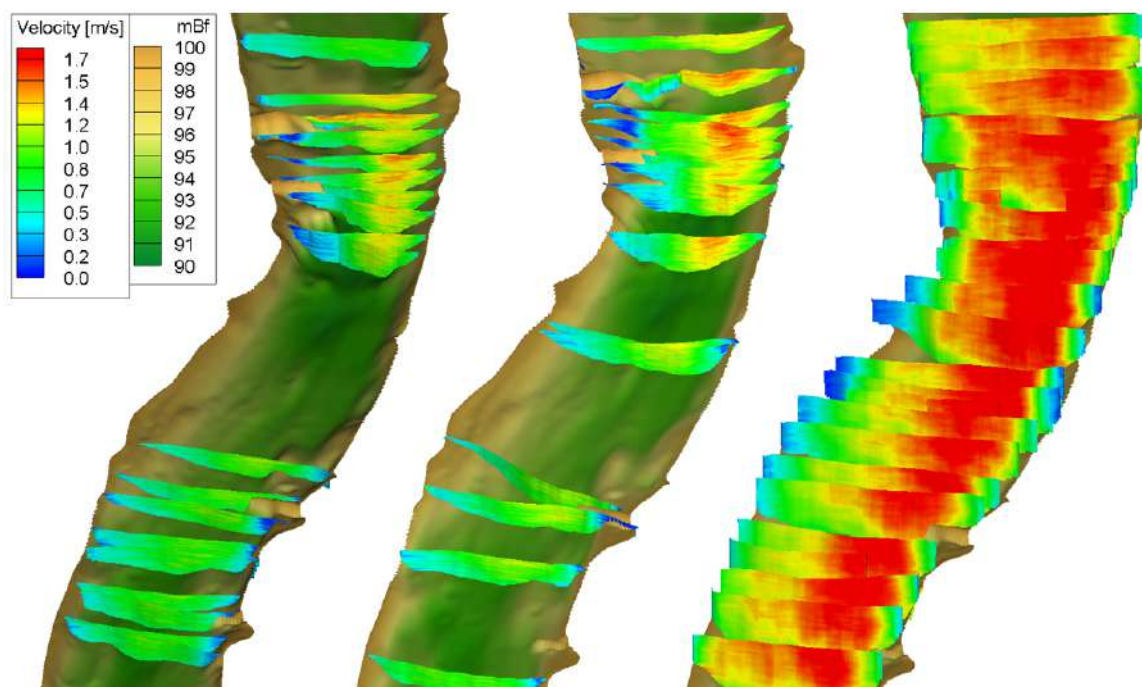


3.9. ábra: A 3.8. ábrán bemutatott keresztaszvénny rétegenként simított sebességeloszlása

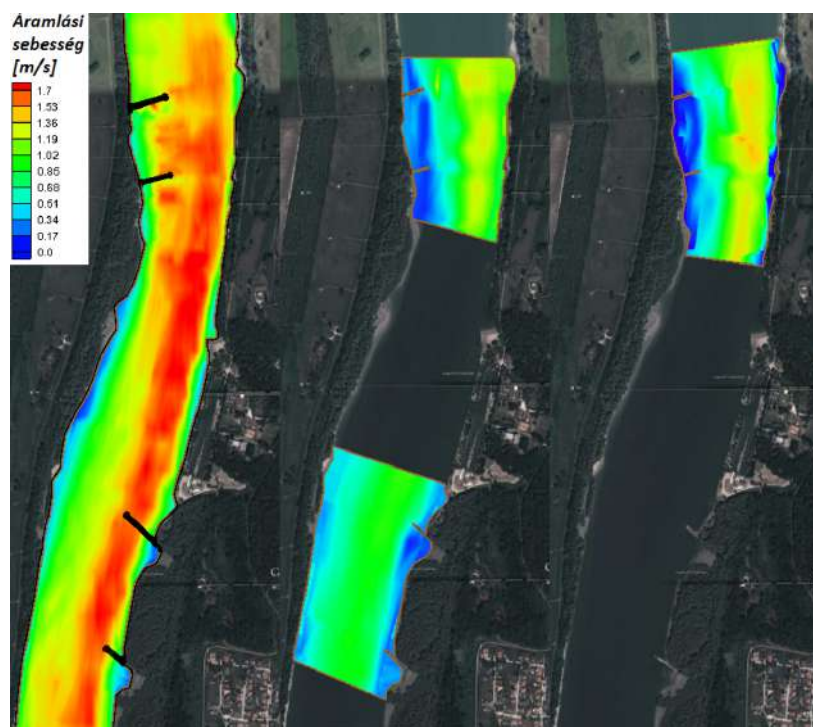
Amennyiben rendelkezünk egy vizsgált folyószakasz domborzati modelljével, valamint több a fentihez hasonló keresztaszvénny menti sebességeloszlással is, úgy egy megfelelő megjelenítő program segítségével akár három dimenzióban is ábrázolhatjuk a sebességek eloszlását, így még egy lépéssel közelebb kerülhetünk az helyi áramlási struktúrák megértéséhez, illetve még egy fokkal szemléletesebb képet kapunk helyi áramlási adottságokról (3.10. ábra).

Kellő sűrűségű mozgó hajós mérése esetén, az egyes függő-lyekben mért sebességek mélységmenti átlagolásával, valamint egy a méréseket jól lefedő rácsháló segítségével mélységátlagolt sebességmezők számítására van lehetőségünk. A teljes területet természetesen nem áll módunkban lefedni a mérésekkel, de ha elegendően sűrű mérésekkel jól elosztottan felmérünk egy folyószakaszt, akkor megengedhető a mérési szelvények pontjai közötti interpoláció. A 3.11. ábrán három lineáris interpolációval előállított 2D sebességmező látható.

A 3.11. ábrán jól kirajzolódik a sodorvonal, továbbá a sarkantyúk környezetében kialakuló áramlási holtterek is megfigyelhetők. A bemutatott két- és háromdimenziós sebességeloszlások mezőszerű megjelenítése nagyban hozzájárul a magasabb dimenziószámú (2D és 3D) numerikus áramlási modellek kalibrálásához és ellenőrzéséhez (Baranya és Józsa, 2006), hasonlóan ahhoz, ahogy a vízmércék



3.10. ábra: Háromdimenziós sebesség-eloszlások a Duna sződligeti szakaszán eltérő vízjárási állapotokban

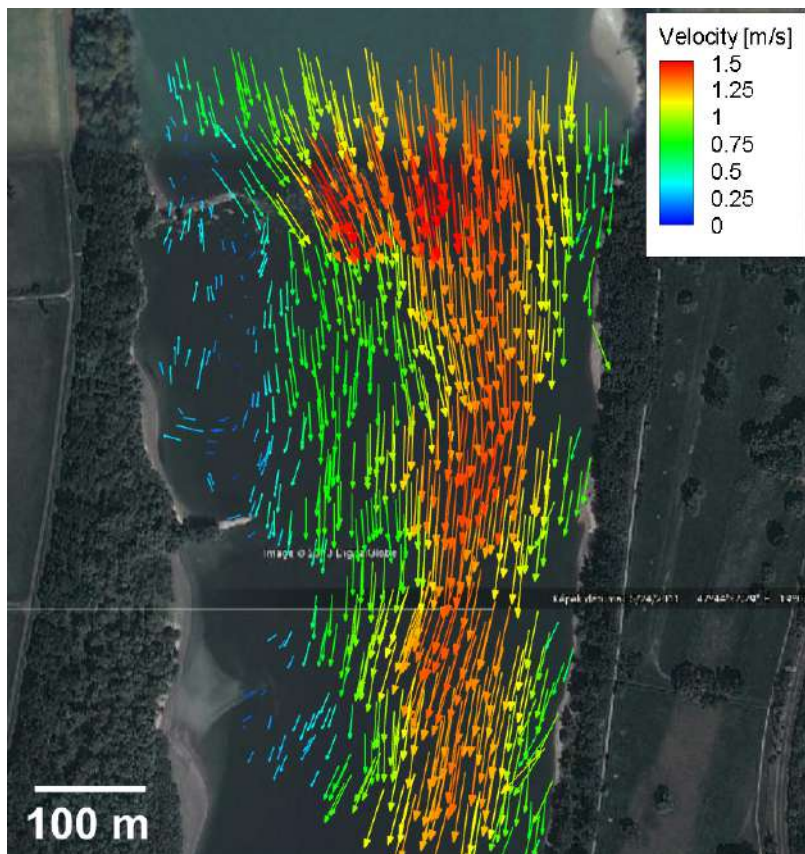


3.11. ábra: Mélységátlagolt sebesség-eloszlások a Duna sződligeti szakaszán eltérő vízjárási állapotokban

idősorai támpontot adnak a folyók 1D modellezéséhez.

Az ADCP lehetővé teszi a sebességek térbeli vektor-mivoltának mérését is, így lehetőség van azok ábrázolására, értelmezésére is. Az ADCP-vel mért és tárolt adatoknak megvan az az előnyük, hogy indexelve vannak a mélységi zónák szerint, így közvetlen lehetőség van adott rétegeket külön-külön is ábrázolni. A keresztaszvénvi és a pásztázós mérésekből ily módon kiszűrt vektorokat ráinterpolálva a mélységátlagolt sebességeknél már alkalmazott rácshálóra előáll a felszín közeli sebességek vektoros eloszlása.

A 3.12. ábrán két sarkantyú környezetében ábrázoltuk a felszíni sebességvektorokat. Megfigyelhető a művek közötti limányban kialakuló visszaáramlási zóna is, valamint a felső keresztmű sodorvonalra gyakorolt terelőhatása is kirajzolódik. A mérések vektoros megjelenítése tehát lehetőséget ad ilyen összetett áramlási struktúrák látványos és könnyen értelmezhető kimutatására.



3.12. ábra: Az ADCP által mért legfelső réteg sebességek vektoros megjelenítése

Gyakran előfordul továbbá, hogy egy folyó egy áramlástanilag vagy morfológiailag kitüntetett területéről részletesebb információra van szükségünk mint amennyit a keresztaszvénvi felmérések biztosítanak, így ún. pásztázós méréseket végzünk: többször is áthajózzuk a vizsgált területet, hogy a lehető legnagyobb térbeli felbontást érjük el. (A 3.7. ábra szemléltette a folyami környezetben leggyakrabban alkalmazott mérési típust.)

3.4 Fixhajós sebességmérés

FIXHAJÓS VAGY PONTBELI MÉRÉSEKET általában egy-egy az időátlagolt sebességviszonyokhoz kapcsolódó áramlástanai vagy morfológiai paraméter kimérésekor alkalmazunk. Ahogy a nevéből is adódik, ilyenkor igyekszünk a hajót és így az ADCP-t is lehetőleg jobban egy adott függély fölött tartani pl. horgonyzással vagy ellenkormányzással, majd kb. 2-3 percen keresztül végzünk folyamatos méréseket.

A fixhajós mérések lényege, hogy kiküszöböljük a keresztmetszelméréseknél (3.8. ábrán) bemutatott turbulens fluktuáció hatását a sebességmérésekből. Kutatások azt mutatták, hogy 2-3 percig tartó folyamatos mérés idő szerinti kiátlagolásával az áramlás turbulens jellegéből adódó fluktuációk kiátlagolódnak és előáll a turbulens fal-törvény által leírt logaritmikus sebességprofil (Schlichting, 1955) néhány diszkrét pontja.

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3.3)$$

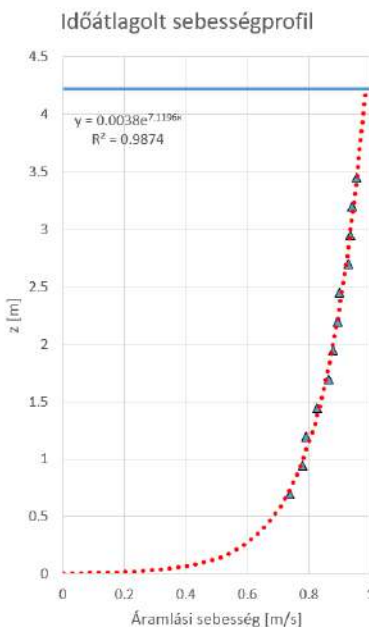
$\kappa \sim 0,4$

ahol $U(z)$ az áramlási sebesség a mederfenéktől z távolságban, u_* a fenék-csúsztatósebesség, κ a Kármán-féle konstans, és z_0 a hidrodinamikai érdességmagasság.

A vakzónák miatt azonban sem a fenék, sem a vízfelszín közelében nem állnak rendelkezésre mért pontok, ezért a meglévő, diszkrét pontokra logaritmikus függvényt illesztve határozzuk meg az elméleti sebességprofil (3.13. ábra).

3.13. ábra: Időátlagolt mérési pontokra illesztett elméleti logaritmikus sebességprofil

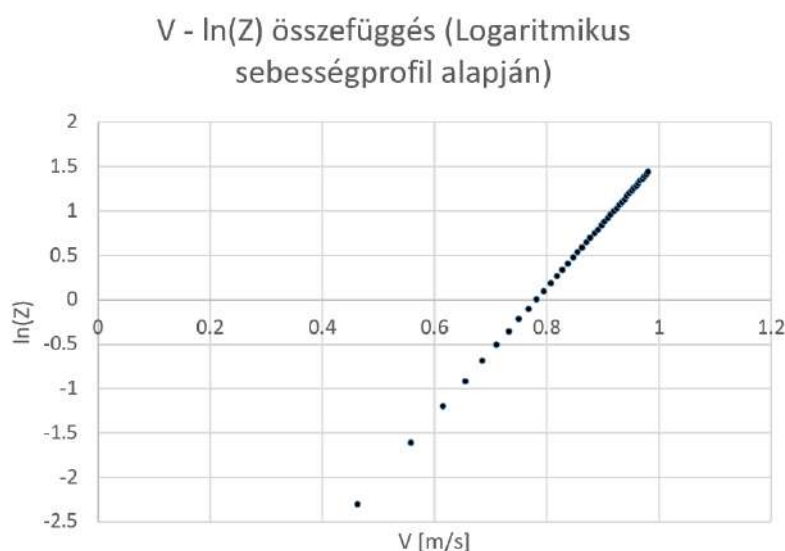
A könnyebb értelmezhetőség miatt a sebességprofil felcserélt koordináta tengelyekkel szokás ábrázolni, következésképpen az így illesztett függvény nem az elméleti leírásnak megfelelő logaritmikus, hanem exponenciális függvény.



Az elméleti sebességprofil ismeretében lehetőségünk van a leírásban szereplő két független paraméter, a fenék-csúsztatósebesség és a hidrodinamikai érdességmagasság meghatározására. Ez a két

paraméter fontos szerepet játszik a görgetett hordalékmozgásban, így ismeretük hidromorfológiai szempontból kiemelkedően fontos.

A paraméterek kifejezése az egyenletből a legegyszerűbben úgy lehetséges, ha az elméleti logaritmikus sebességprofil egy fél-logaritmikus koordináta-rendszerben ábrázoljuk, majd meghatározzuk az így kirajzolódott egyenes (3.14. ábra) m meredekségét és az a y -tengelymetszetét.



3.14. ábra: Logaritmikus sebességprofil szemi-logaritmikus koordináta-rendszerben

Az egyenes m meredeksége alapján a fenék-csúsztatófeszültség:

$$u_* = \frac{\kappa}{m} \quad (3.4)$$

amelyből meghatározható a fenék-csúsztatófeszültség ami a görgetett hordalékmozgás egyik legfontosabb befolyásoló paramétere:

$$\tau = u_*^2 \cdot \rho \quad (3.5)$$

ahol ρ a víz sűrűsége.

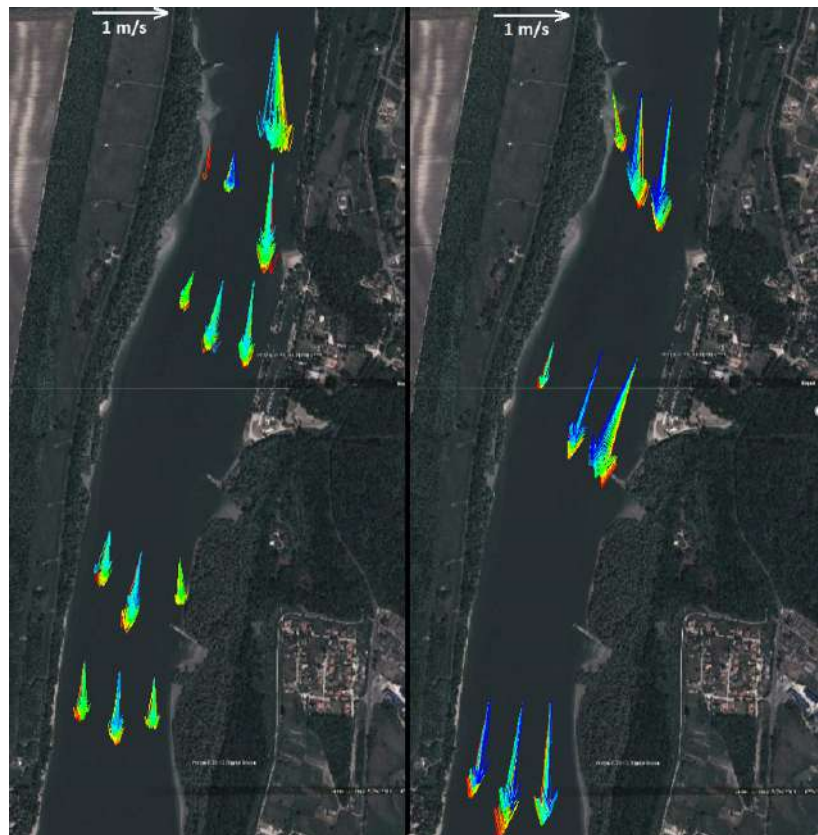
A hidrodinamikai érdességmagasság az a y -tengelymetszet alapján:

$$z_0 = e^a. \quad (3.6)$$

Az egyes rétegekben mért és átlagolt sebességvektorokat felülnézetben ábrázolva megfigyelhető továbbá a térbeli ún. másodlagos áramlási struktúrák (pl. csavaráramlás) jelenléte is.

Ezeket a vektoregyütteseket ezután egy helyszínrajzon koordinátahelyesen elhelyezve értékelhető a vizsgálati területen az áramlás térbelisége (3.15. ábra). Az ábrán megjelenő vektorok alátámasztják a kis görbületű ívek hatását az áramlásra, és vártak megfelelő csavaráramlási struktúrát jeleznek. A nagyvízi állapotban a jelenség még markánsabban jelentkezik, sőt a legalsó szelvényben már ellenkező értelmű szekundér struktúra alakul ki, a folyó helyszínrajzi vonalvezetésének megfelelően. Az áramlás impulzusa tehát hatással van a térbeliség erősségére.

3.15. ábra: Fixhajós mérések időátlagolt sebességvektorai közép (balra) és nagyvízi (jobbra) állapotban. A színezés a mélység szerint: piros – vízfelszín; kék – mederfenék.



4. fejezet

Geodéziai, mederdomborzati felmérések

HIDROMORFOLÓGIAI VIZSGÁLATOK alapvető adatigénye a medergeometria ismerete. Az adott vizsgálatról függ, hogy milyen térbeli felbontású felmérés és medertérkép elkészítése indokolt. Az alap-térkép léptékének csökkentésével nő a pontosság, de azzal együtt ugyancsak nő a terepi mérés időtartama és a kezelendő adatmennyiség. Ezen tényezők mérlegelésével dönthető el a kívánt felbontás. A mederdomborzati felmérések során a teljes mederdomborzaton belül megkülönböztetjük a szelvényterület általában vízzel borított részét (főmeder) és a meder illetve hullámtér száraz részét. A két terület felmérése külön, általában eltérő eljárással történik.

4.1 Főmeder felmérése

A főmeder geometriájának felmérésénél a mederfelszín pontjainak horizontális és vertikális koordinátáit szükséges meghatározni. A vízszintes és függőleges helymeghatározás különböző mérési eljárásokkal, azok egyidejű alkalmazásával mérhető. Főmeder felmérése jellemzően mérőcsónakból történik.

4.1.1 Horizontális helymeghatározás

A megbízható vízszintes helymeghatározás napjaink fejlett műszerparkjának támogatásával már nem jelent komoly kihívást. A GPS ¹ műszerek fejlettsége mára már elérte a centiméter körüli pontosságot, ami a hidromorfológiai mérések szempontjából elegendő.

¹ Global Position System

Mederfelméréseknél a vízszintes koordináták meghatározására a legelterjedtebb módszer a GNSS ² rendszer alkalmazása. Az eljárás alaptól 30 m körüli pontosságot garantál, melyeket műholdas bővítő rendszerrel lehet javítani akár $\pm 1\text{m}$ körüli pontosságra. Mederfelméréseknél ez a pontosság még nem elegendő, további

² Global Navigation Satellite System

³ Real Time Kinematic

korrekciók alkalmazása szükséges. Ehhez kiegészítő relatív mérések szükségesek, amit az erre alkalmas, RTK ³ GPS műszerek automatikusan végeznek el. Ilyen esetben a GPS műholdas jelbevőjén túl további pontosságot a földi korrekciós jeladó bázisok által szolgáltatott valós idejű korrekció eredményez. Az RTK GPS így pár centiméteres hibahatárral közelíti a felmért pont koordinátáit. Az adatok közlése műholddal, URH rádióval, GPRS adatátvitellel vagy GSM modemmel is történhet. Az adatok feldolgozását a műszer automatikusan elvégzi, ezért a felhasználónak nem jelent többlet adatfeldolgozást a földi korrekció használata. Valós idejű korrekció esetén nem csak a mérés pontossága növelhető, de egyúttal következtethetünk a mérés pontosságára is. A horizontális helymeghatározással a meder x és y koordinátái határozhatók meg.

Fontos megemlíteni, hogy mérőállomás illetve GPS technológia használata esetén vízszintes értelmű koordináták mellett abszolút magasságok is meghatározhatók.

4.1.2 Vertikális helymeghatározás

A meder szintjének meghatározása, mindig horizontális helymeghatározással párhuzamosan zajlik. A meder szintjének meghatározása közvetett úton, három lépésben történik. Mérhető a vízszint abszolút rendszerben értelmezhető szintje (m Bf.) és a vízmélység. Ezekből az alábbi egyszerű összefüggéssel számítható a mederszint:

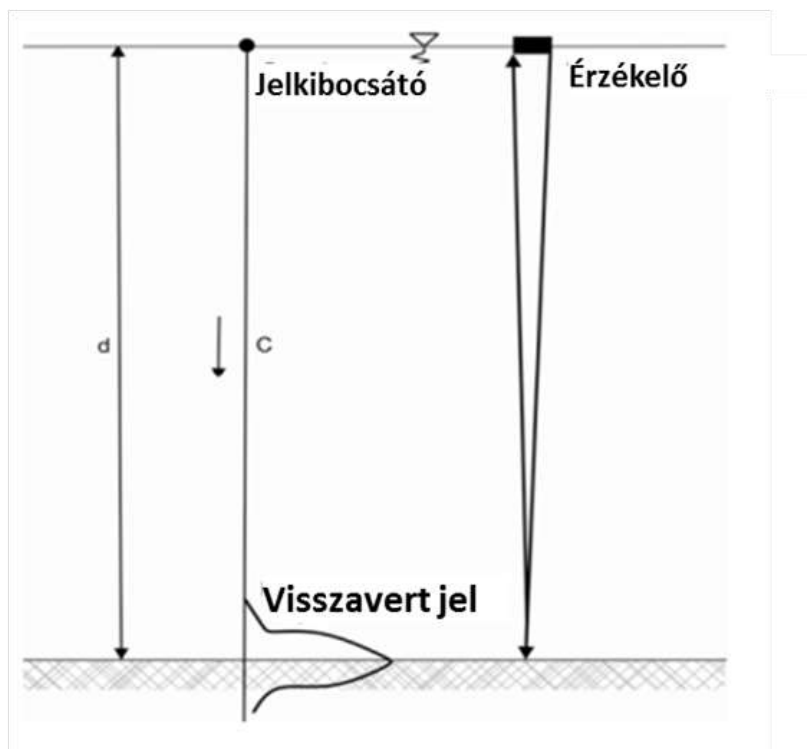
$$z_m = z_{vfsz} - d \quad (4.1)$$

ahol z_m a mederszint [mBf], z_{vfsz} a vízfelszín abszolút magassága [mBf] és d a vízmélység [m].

Fontos, hogy a vízszint és a vízmélység meghatározása egyidejűleg történjen. A víz abszolút szintjének meghatározása rövidebb felmért folyószakaszok esetén – ahol a vízszín esése elhanyagolhatóan kicsi – a vízfelszín egy vízszintes síkkal közelíthető, így elegendő egy pontbeli vízszint érték mérése. Ezt az értéket mérhetjük RTK GPS-szel, de sok esetben a hitelesített vízmércéről való leolvasással is kellő pontossággal közelíthető. Ellenkező esetben, hosszabb folyószakasz mérésénél a vízszín-esés figyelembeveendő. Ekkor érdemes a felmért szakasz be- és kifolyási szelvényén mérni a vízszintet, a két pont között pedig lineáris esést feltételezve vehető fel a vízfelszín síkja. A vízfelszín meghatározásánál fontos a vízszint mérési kampány alatti változásának figyelembevétele is. Egyes esetekben a vízszint nem elhanyagolható mértékben változik a mérés során, amit a mederszint számításánál figyelembe kell venni.

Ezek alapján, összehangolt horizontális és vertikális helymeghatározás mérések alapján a medergeometria egy pontjának x , y , z koordinátái mérhetők.

A víz mélységének mérésére több eljárás is ismert. Erre a célra a legelterjedtebb műszerek akusztikus elven működnek. Az akusztikus műszer működése a kibocsátott és visszavert hangnyalábok jellemzőinek feldolgozásán alapszik. A vízben úszó lebegtetett és



4.1. ábra: Akusztikus műszerek vízmélység mérési elve (Muste, 2012)

oldott anyagokról, valamint a mederfenékről a kibocsátott jel egy része visszaverődik. A jel visszaverődésének mélységét a kibocsátás és a visszavert jel érzékelése között eltelt idő alapján, a hang terjedési sebesség figyelembevételével számítható. A 4.1. ábra egy sematizált, függély menti visszavert jelerősség-eloszlást mutat. A visszavert jelerősség eloszlásnak jellemzően a mederfenéknél van a maximuma. Ez alapján, a maximális jelerősségű hangnyalábot kiszűrve, a vízmélység az alábbi összefüggéssel számítható:

$$d \approx 0.5 \cdot c \cdot t \quad (4.2)$$

ahol d a vízoszlop mélysége, c a hang terjedési sebessége és t a mederfenékről visszaverődő hangjel kibocsátása és fogadása között eltelt idő. (Muste, 2012)

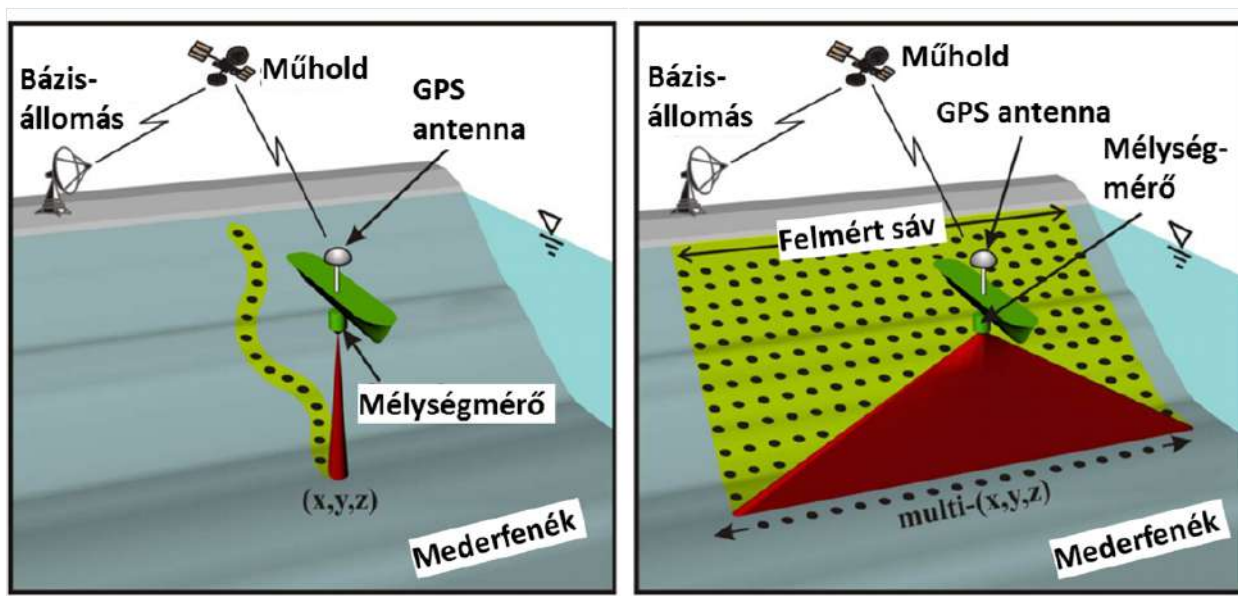
Az akusztikus mélységmérő műszerek az egy pillanatban kibocsátott hangnyalábok száma alapján három csoportba oszthatóak.

Az *egysugaras mélységmérő műszerek* egy pillanatban egy hangnyalábot bocsátanak ki, így egy adott időpillanatban a víztér egy függélyében mérhető a vízmélység. Ezek alapján, mozgóhajós méréssel a hajó által megtett út mentén mérhető a medermélység. Egy RTK GPS-szel felszerelt mérőhajó egysugaras mélységmérővel történő mérésének sematikus elrendezése látható a 4.2. ábra bal oldala.

Az *ADCP* (Acoustic Doppler Current Profiler) műszer – a nevében is magában foglalva – áramlásmérésre kifejlesztett ultrahangos műszer. Az eszköz azonban vízmélység mérés céljából is alkalmazható. A műszer működésének részletesebb bemutatását az

Áramlásmérés akusztikus módszerek alkalmazásával c. fejezet részletesen taglalja. A leírás ismerteti, hogy egy adott pillanatban a műszer jeladó feje - műsbertípustól függően - 3, vagy 4, egymással nagyon kis szöget bezáró nyalábot bocsát ki. Azok alapján egy pillanatban valójában egymáshoz nagyon közeli 3, vagy 4 vízmélység érték számítható. A legelterjedtebb adatfeldolgozó eljárások a nyalábok által számított értékek átlagát számítja, és azt veszi egy időpillanathoz tartozó vízmélységnek. Emiatt az ADCP műszerrel történő vízmélység mérés megbízhatóbb, mint az egysugaras műszerrel történő. Azonban a medergeometriát illetően nem tartalmaz többletinformációt; ugyancsak a mérőhajó által megtett út menti vízmélységet szolgáltatja.

A *Multibeam Echosounder* (többsugaras mélységmérő) is ultrahangos elven működő mélységmérő műszer. Az egysugaras és ADCP műszerektől viszont abban különbözik, hogy egy adott időpillanatban a mérőhajó útjára merőlegesen, egy szögben adott (típus és beállításfüggő, 120-200°) bocsát ki hangnyalábokat (4.2. ábra, jobb oldal). A mérőhajó által bejárt út mentén így felület menti információt szolgáltat a műszer. Előnye, hogy nagy térbeli felbontása miatt mederminták (pl. dűnék) feltárása és így akár azok mozgása is vizsgálható. A műszer másik nagy előnye az egysugaras mélységmérőkhöz képest, hogy a nagyobb lefedettség miatt a mérőhajónak jelentősen rövidebb utat kell megtennie az adott terület felméréséhez, ami költség- és időhatékonyabb megoldást jelent (Ádány, 2015). A műszer azonban az egysugaras és ADCP műszerekhez képest jelentősen drágább.



4.2. ábra: Egysugaras és többsugaras mélységmérő műszerek által nyerhető információ sematikus ábrája (Muste, 2012)

4.2 Hullámtér felmérése

Folyómedrek hullámtérének felmérésére is több eljárás ismert. A hullámtéri felméréseket kis- és középvízi vízjárás idejére célszerű időzíteni, hiszen a száraz hullámtér felmérhetősége megkönnyíti a mérés folyamatát.

4.2.1 GPS műszerek

Hazai viszonylatban, rövidebb (pár kilométeres) folyószakaszok hullámtérének felmérésére a legelterjedtebb eljárás a Real Time Kinematic (RTK) GPS eszköz alkalmazása. Az RTK GPS így pár centiméteres hibahatárral közelíti a felmért pont koordinátáit. Ez a pontosság a hullámtér morfológiai célú felmérésénél is elegendő. Nagyobb hibahatár elfogadása esetén alkalmazható még kézi GPS használata is. Az RTK GPS-szel szemben előnye az olcsóbb eszköz és üzemeltetési költsége, valamint gyorsabb működése.

Az RTK GPS és kézi GPS szárazföldi alkalmazása során, a felmérni kívánt pontra kell állni, majd a szükséges jelek fogadása esetén a horizontális és vertikális pozícióadatok leolvashatóak a műszer kijelzőjéről, illetve eltárolhatóak.

Mederdomborzat felmérése során a felmérés sűrűségét az indokolatlanul nagy adatmennyiség tárolása és feldolgozása elkerülése céljából érdemes optimálisan megválasztani. A hullámtér felületében kirajzolódó töréspontoknál, illetve a változékony szintű területeknél a felmért pontok számának besűritése indokolt. Közel vízszintes, vagyis alacsony dőlésszögű, sík területek felmérésénél viszont érdemes kevesebb felmért ponttal jellemezni a területet. Vonalas létesítmények (pl. sarkantyúk, part él, töltés stb.) esetén is a törésvonalakat, illetve a gerinceket követve szükséges a terepszintek bemérése. Ekkor ugyanis a terepi mérés idején, illetve a feldolgozandó adatmennyiségen úgy tudunk csökkenteni, hogy az nem megy a felmért mederdomborzat pontosságának rovására.

A GPS műszereken túl kiegészítő mérések esetén bevetethők geodéziai szintező műszerek. GPS műszerekhez képest körülményesebb az alkalmazhatóságuk, illetve mindenképpen szükséges, hogy a felméréendő területen legyen korábban bemért, ismert koordinátájú és magasságú alappont. Előnye viszont, hogy műholdak által leárnyékolt területeken (pl. sűrű erdők, műtárgyak által leárnyékolt területek) is alkalmazhatóak.

4.2.2 Lézerszkennner

Hazánkban egyre elterjedtebb digitális terepmodell előállítás céljából alkalmazott az ún. lézerszkennner alkalmazása. A technológiának kétféle alkalmazási köre a légi ⁴, illetve a földi lézerszkennner. A műszerek működési elve a következő: a műszer a domborzat irányába kibocsát egy lézersugarat, ami a felületet elérve visszaverődik. A műszer érzékeli a visszavert jelet és rögzíti a kibocsátás és érzékelés között eltelt időt. A lézersugár sebessége és az eltelt idő

⁴ Airborne Laser Scanning - ALS
LiDAR

függvényében a műszer – felület távolság számítható. A kibocsátó műszer pozíciójának, illetve a lézernyaláb irányának ismeretében a visszaverődés pontjának koordinátái meghatározhatóak. A lézerszkennner műszer pozícióját nagyon pontos, RTK GPS műszer méri.

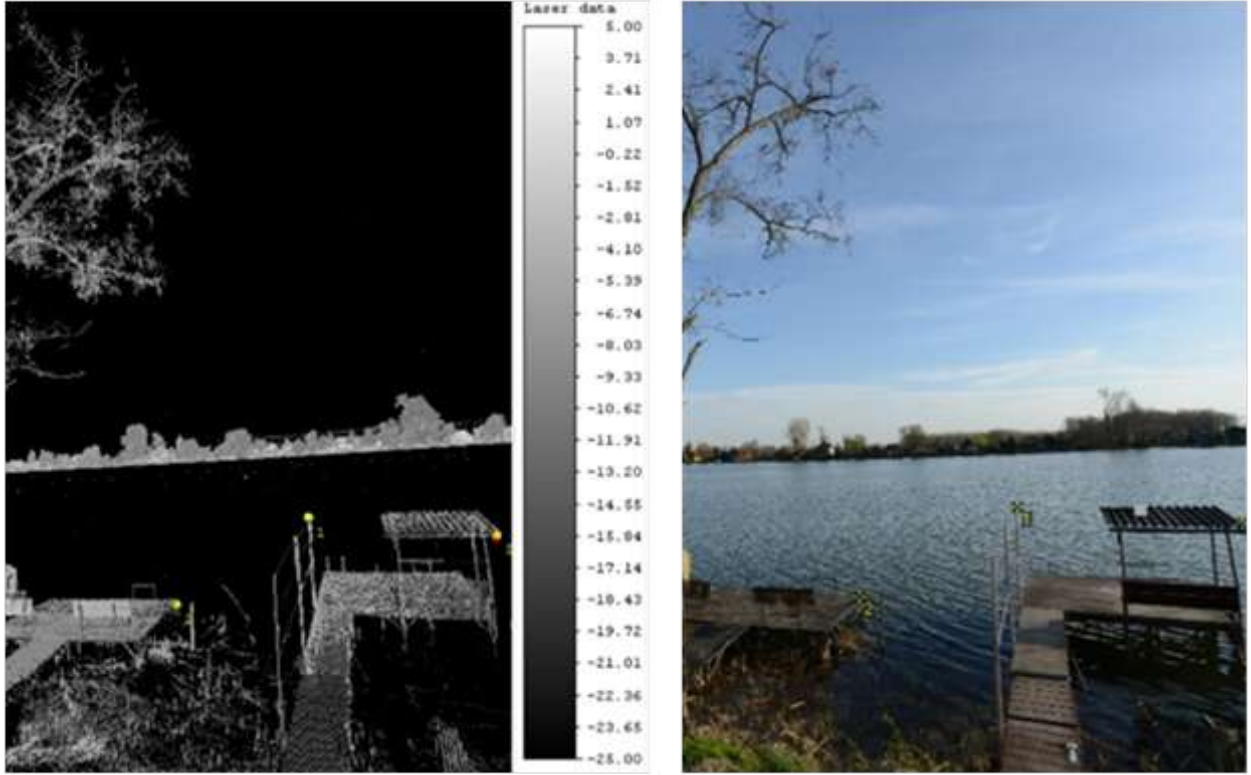
A légi és a földi lézerszkennelés eljárások között jelentős különbség, hogy a légi lézerszkennelés esetén a jelet kibocsátó, majd érzékelő, repülőgépre helyezett műszer térbeli pozíciója sokkal gyorsabban változik. Ezért, a felmért pontok helymeghatározásának pontossága érdekében a mérőműszer pontosabb és gyorsabb helymeghatározása, valamint a kibocsátott jel irányítottságának pontosabb meghatározása szükséges. Annál is inkább, mert a jel által megtett út általában jóval nagyobb távolság lehet (akár pár száz méter), így a műszer hely-, illetve a lézernyaláb iránymeghatározásának kis hibája a felmért pont helymeghatározásába nagy pontatlanságot eredményezhet. Légi lézerszkennelésnél a repülő által bejárt terület domborzata mérhető fel, ami jóval nagyobb terület felmérésére ad lehetőséget, mint a földi változat. Napjainkban a hullám- és ártéri felmérésben az ALS eljárás a legelterjedtebb a vízügyi ágazatban. Részletgazdag nyilvántartást nyújt és ismételt mérésekkel nagy terület morfológiai vizsgálata válik lehetővé. Hátránya a költséges üzemeltetése. A 4.3. ábra a Duna 1728-1724 fkm közötti szakaszának ALS LiDAR eljárással mért hullámtéri terepmodelljét mutatja.

4.3. ábra: ALS LiDAR felméréssel összetett hullámtéri domborzati modell előállítása válik lehetővé



Földi lézerszkennner műszer előnye, hogy az eszköz vagy egyáltalán nem, vagy a légihez képest jelentősen kisebb sebességgel mozog. Ezért a helymeghatározása is egyszerűbb és általában kisebb hibával terhelt. Átlagos magasságpontossága 10 cm alatti (Kondor, 2016). Hátránya viszont, hogy az eljárással kisebb terü-

letek (néhány kilométeres szakaszok) mérhetőek fel, mint a légi lézerszkenneléssel. Morfológiai szempontú tipikus alkalmazási területei a hullámtér egyes területeinek, part menti sávnak, illetve műtárgyaknak gyors és megbízható felmérése. Erre mutat példát a 4.4. ábra. A mérést az 4.5. ábra által szemléltetett Riegl VZ-1000 földi lézerszkenneléssel végezték el (Kondor, 2016).



4.4. ábra: Földi lézerszkenneléssel mért terepmodell (bal ábra) a jobb oldali fotón látható terepről (Kondor, 2016)

4.2.3 Structure from Motion (SFM) módszer

A Structure from Motion eljárás egy új költséghatékony alternatívája lehet a lézerszkennelésnek. A módszer egy részletes 3D modellt készít a modellezni kívánt műtárgyról készült fényképek felhasználásával (Rootwelt, 2014). Az algoritmus a vizsgált objektumról készített képsorozat feldolgozása után az objektum 3D pontfelhőjének X, Y, Z koordinátáit adja eredményként. Az eljárás matematikailag az 4.3. egyenlettel írható le a legegyszerűbben, aminek megoldására többféle számítási módszer is létezik.

$$\begin{bmatrix} I_1 \\ I_2 \\ \vdots \\ I_f \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Pi_1 \\ \Pi_2 \\ \vdots \\ \Pi_f \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_1 & X_2 & \cdots & X_n \end{bmatrix} \quad (4.3)$$

A 4.3 egyenlet bal oldalán az $I_1, I_2, \dots, I_n$ tagok az egyes képek az objektumról, amelyek a $\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_n$ kamerapozíciókhoz tartoznak. $X_1, X_2, \dots, X_n$ pedig a 3D pontfelhő pontjai.

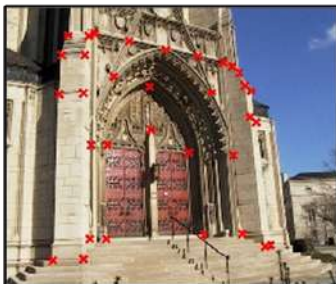
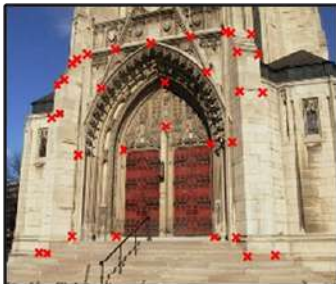
4.5. ábra: Riegl VZ-1000 földi lézerszkennner (Kondor, 2016)



Általánosan az SFM feldolgozás a következő lépésekből áll (Rootwelt, 2014):

1. Kamera kalibrálása

A kamerák gyárilag különböző imperfekciókkal rendelkeznek, pl. lencsetorzítás, nem négyzet alakú pixelek, illetve különböző fókusz távolságok. A kamerák kalibrálása alapvető fontosságú a felmérés megkezdése előtt.



4.6. ábra: Könnyen felismerető „good feature” pontok a képeken.

2. Jól beazonosítható pontok felismerése

Az SFM eljárás egy 3D ponthalmazt ad eredményként. Ezeknek a pontoknak rajta kell lenniük több 2D fényképen, ahhoz hogy azok 3D pozíciójuk beazonosítható legyen. Az első lépés, hogy beazonosítjuk az ún. „good feature”, karakteres, jól felismerhető pontokat (4.6. ábra), ezek általában sarokpontok vagy hasonlóképp a 2D környezetben jól elkülöníthető tulajdonságokkal jellemezhető pontok.

3. Azonos pontok összepárosítása

Ugyanazok a beazonosított „good feature” pontok több különböző képen is rajta vannak. Ez a lépés ezeknek az egyes pontoknak a keresését jelenti az összes képen. Ha a kamera lassan mozog, az első képen lévő pontok nagy valószínűséggel a következő képkockán is rajta lesznek.

4. Kamera mozgásának számítása

A beazonosított pontok különböző képek közötti mozgása alapján a kamerának a relatív elmozdulása és forgása számítható, amely egy ún. fundamentális F mátrixba rendeződik.

5. Pontok háromszögelése

Amint két relatív kamera pozíció ismert, a 3D pontok háromszögelhetők. Az alapszabálya, hogy egy-egy vonalat rajzolunk a két

kamera középpontjából a 3D pontokon keresztül. Ezek a vonalak pontosan a 3D pontban fognak metsződni.

6. Pontosítás

3D információt két-két kép felhasználásával kaphatunk, azonban az SFM eljárásnál általában videókkal dolgozunk. Több képkockának az információjának felhasználásával pontosabb 3D pontokat kaphatunk.

Az SFM felmérés első lépése a drónvideók készítése, ahol a drón óvatosan és lassan körbepreli a modellezni kívánt műtárgyat. A drón távirányítását végző pilóta mellett szükség van egy másik személyre, aki a tablet alkalmazáson keresztül irányítja a felvételeket és a kamera mozgását. A tanszék egy DJI Phantom 3 Standard típusú olcsóbb kategóriás drónnal rendelkezik (4.7. ábra).



4.7. ábra: DJI Phantom 3 Standard típusú drón

A méréshez referencia pontok (a felvételeken jól látható, ismert koordinátákkal rendelkező pontok) szükségesek, így ezeknek a valós X , Y , Z koordinátáit RTK-GPS-szel kell felmérni. A referencia pontoknak egyértelműen kell látszódnuk a drónnal készített videókon.

Ahhoz, hogy a teljes georeferált 3D modellt előállítsuk a videókból, a következő négy különböző ingyenesen elérhető szoftvert használjuk:

- **ffmpeg**

Az ffmpeg a videófájlok konvertálásáért és vágásáért felelős szoftver. A program futtatható a parancssorból.

<https://ffmpeg.org/ffmpeg.html>

- **VirtualDub**

A VirtualDub szoftver egy képsorozatot exportál a videóból adott fps-sel (frames per second).

http://www.virtualdub.org/virtualdub_docs.html

- **VisualSFM**

A VisualSFM szoftvert használjuk magának a 3D modellnek az elkészítésére. Beazonosítja a good feature pontokat és megkeresi azokat a többi képen is. Kiszámítja az egyes kamerapozíciókat és a nyers 3D modell pontjainak georeferálatlan koordinátáit, ahol már a modell jól felismerhetően és jó minőségben jelenik meg.

<http://ccwu.me/vsfm/doc.html>

- Meshlab

A Meshlab szoftverrel kisebb utómunkával eltávolíthatóak az egyéb, nem odaillő objektumok (pl. fák, emberek, stb.) a modellből, illetve a modell a referencia pontok valós koordinátáinak hozzáadásával georeferálható.

<http://www.cyi.ac.cy/system/files/MeshLab%20Documentation1.pdf>

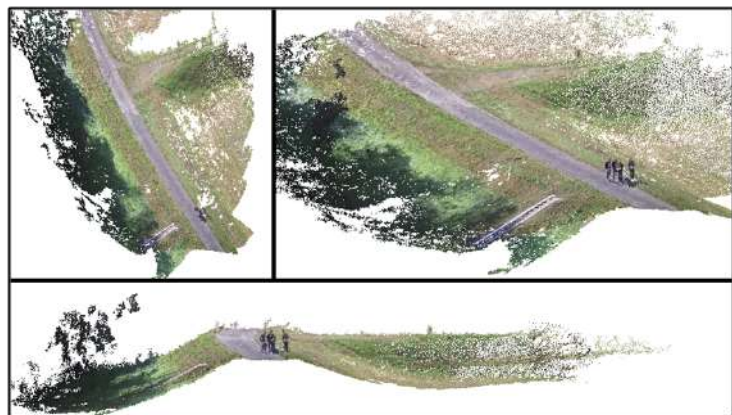
Rendelkezésünkre áll egy részletes SFM képfeldolgozási protokoll is, amely minden egyes lépést tartalmazza az egyes szoftvereknél, bemutatva, hogyan lehet eljutni egy drónvideóból egy georeferált 3D modellhez.

Az árvízvédelmi töltések a folyóval párhuzamosan épített vonalas létesítmények, amelyek megvédik az ártereket az elöntésektől. Ezeknek a műtárgyaknak a geometriájának az ismerete alapvető fontosságú pl. árvizek, gátszakadások, gátak geotechnikai viselkedéseinek elemzésekor. Egy töltésszakaszra SFM eljárásos geometria felmérés készült. A nyers drónnal készült kép a 4.8. ábrán látható. A VisualSFM szoftverben elkészült nyers 3D pontfelhő az 4.9. ábrán látható, amely 356 képből készült és 674420 pontból áll. A képfeldolgozás kb. 3 órát vett igénybe.

4.8. ábra: Nyers, drónnal készített kép a töltésszakaszcól

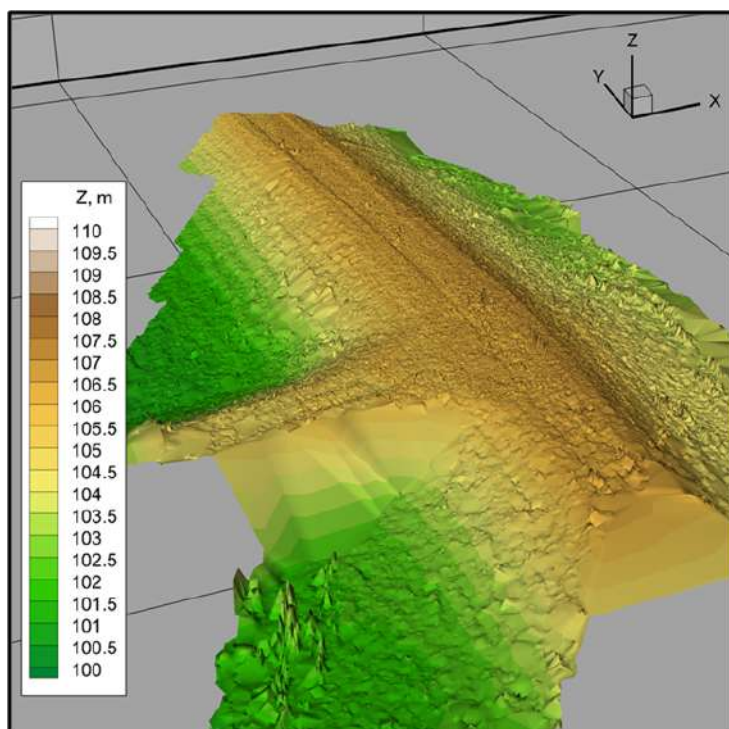


4.9. ábra: Nyers 3D pontfelhő a töltésszakaszcól különböző nézetekben VisualSFM-ben



A 3D modell későbbi felhasználásától függően (pl. digitális terepmodellek készítése) a pontfelhő megtisztítása egy fontos lépés az utófeldolgozás során. Ez a lépés a fák, bokrok, emberek, járművek

eltávolítását, törlését jelenti modellből. Ez kizárólag manuálisan hajtható végre, ami lassítja a procedúrát. A tisztítás után a pontfelhő 3D felülete látható Tecplotban (4.10. ábra). Ezek az utómunkák további 10-20 percet jelentenek, a fák és egyéb objektumok számától függően.



4.10. ábra: Tisztított és georeferált modell a töltésszakasról Tecplotban

4.3 Medergeometria mérési adatok feldolgozása

Folyók hidromorfológiai elemzésének legalapvetőbb része a medergeometria ismerete. Egy folyómeder domborzati térképének előállításához többek között az előző fejezetekben bemutatott műszerek és különböző feldolgozó szoftverek állnak rendelkezésre (pl.: AutoCAD, Tecplot, SMS, ParaView, stb.). A terepmodell előállításához szükséges pontthalmazt a mérések szolgáltatják. A digitális terepmodellel szemben támasztott követelmény egy olyan három-, vagy négyyszög-hálójú magasságtérkép előállítása, ami kellő pontossággal tükrözi a főmeder és a hullámtér geometriáját. A terepi mérések által kapott pontthalmaz ezért megfelelő interpolációs módszerek, valamint rácsháló-szerkesztési eljárások alkalmazásával további feldolgozást igényel a kívánt minőségű digitális terepmodell elkészítéséhez.

4.3.1 Interpolációs módszerek

A mérési pontok rácshálóra való interpolációs eljárásának megválasztása a digitális terepmodell elkészítésének egy sarkalatos pontja. A szakirodalom több interpolálási eljárást ismertet. A leggyakrabban alkalmazott eljárások többek között:

- Lineáris interpoláció

A módszer 4 pont alapján, a távolsággal fordítottan súlyozott átlagot számol.

- Áramvonal menti interpoláció

A módszer lényegében a 2D-s áramvonalak mentén keresi meg a kérdéses rácsponthoz legközelebbi pontokat mind fel- és alvízi irányban. Az ismert magasságú pontok alapján távolsággal súlyozva számítható a kérdéses rácspont magassága.

- Inverz távolság módszere

A kiszámítandó pont magasságát az ismert adatpontokhoz rendelt, az azoktól mért távolság inverz súlyával vett átlagát számítja. Így minél távolabb van egy pont a vizsgált helytől, az annál kisebb mértékben számít.

- Krigelés

Az eljárás tulajdonképpen egy súlyozott átlagszámítást jelent. Az átlagszámításhoz a súlyok statisztikai alapokon ú.n. variogram számítás alapján történik.

A módszerek részletes leírása megtalálható pl. Tritthart és Habersack (2011), vagy Telbisz et al. (2013) publikációjában. Tritthart és Habersack összehasonlították a különböző interpolációs eljárásokkal, a főmeder szelvény menti egysugaras mélységmérővel mért pontthalmazából számított digitális terepmodelleket. A tanulmányban referenciaként a többsugaras mérőműszerrel készített terepmodellt használták fel. A vizsgálat alapján az a következtetés vonható le, hogy főmeder esetén a legmegbízhatóbb eljárás az áramvonal menti interpoláció. Ugyanerre az eredményre jutott Ádány Szilvia is (Ádány, 2015), aki hasonló vizsgálatait a Duna 1692-1684,5 fkm közötti szakaszára végezte el.

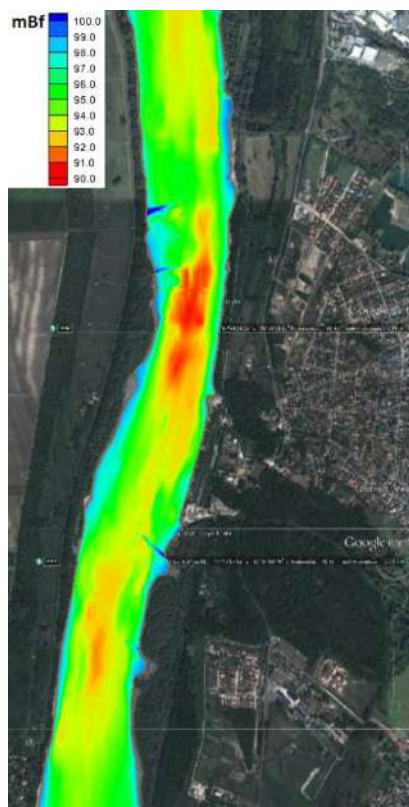
Ezek alapján a főmedrek felmérésénél leggyakoribb, egysugaras mélységmérő műszerrel való felmérése esetén, a digitális medermodell elkészítésénél az áramvonal menti interpoláció alkalmazása javasolt. Többi interpolációs technika nagy hibával terhelheti az előállított medermodellt.

A mozgóhajós (jellemzően kereszt-szelvény menti) mérések során mért pontbeli vízmélységek értékek három-, vagy négyszög-rácshálóra való interpolálásával lehetőségünk van a vízmélységek kívánt sűrűségű, mezőszerű eloszlásának előállítására.

4.3.2 Digitális terepmodell morfológiai információtartalma

Digitális terepmodellek vizsgálata közvetlen módon nyújt lehetőséget fontos morfológiai jelenségek és folyamatok megállapítására. Az alábbi fejezet Fleit Gábor 2013-ban bemutatott TDK dolgozata (Fleit, 2013) alapján mutat be egy példát terepi mérésekből készített digitális medermodell vizsgálatára.

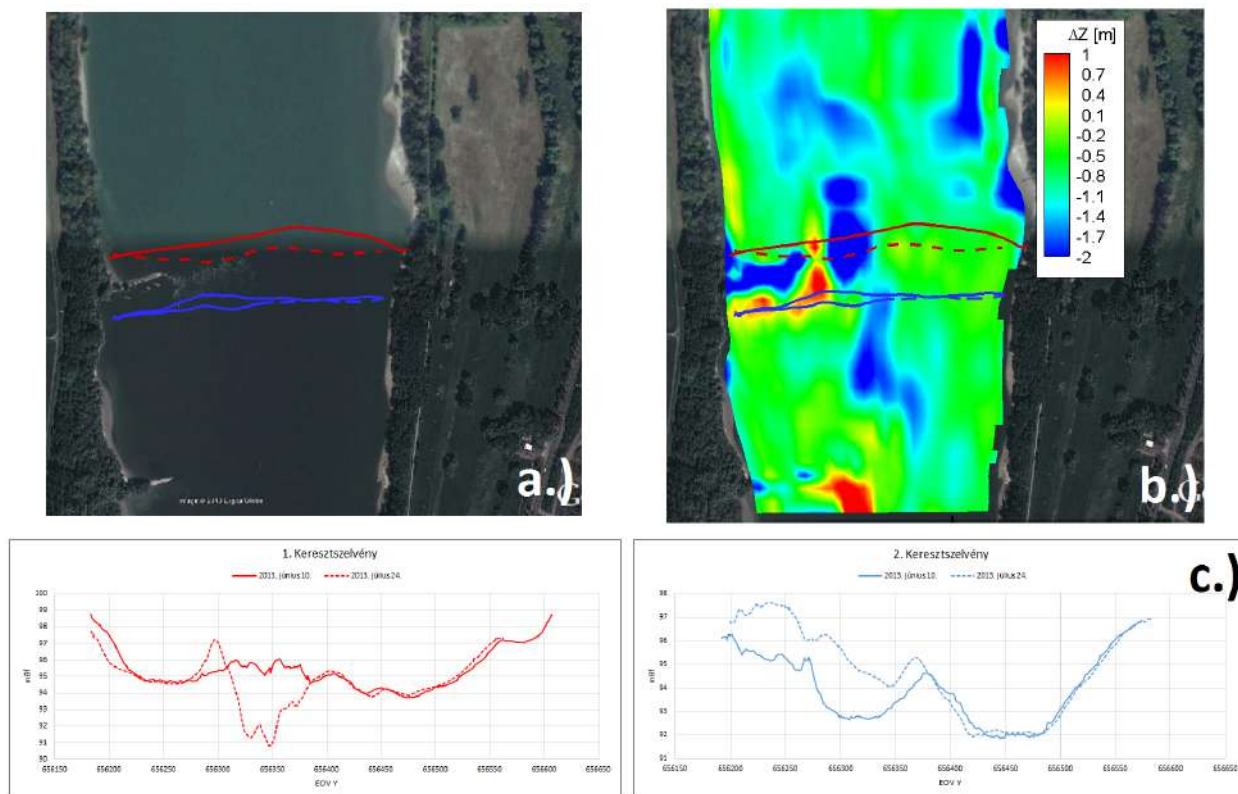
Az alábbi, 4.11. ábra a Duna 1672-1676 fkm közötti, Sződliget térségének főmedrét mutatja. A digitális terepmodell ADCP-s szelvény menti mérések alapján, áramvonal menti interpolációs eljárással lett elkészítve.



4.11. ábra: A sződligeti Duna-szakasz medertérképe

Medermérések jelentős időbeli eltéréssel, esetleg kisebb-nagyobb árhullámok levonulását követően való elvégzésével és a domborzati térképek előállításával lehetőség nyílik az időközben bekövetkezett morfológiai változások kimutatására. A 4.12. ábra a 4.11. ábra alapján bemutatott Duna szakasz északi részén mutatja a 2013-as Dunai árhullám hatására kialakult medergeometria változást.

A 4.12. ábra helyszínrajzán (a) egy jobb parti sarkantyú rajzolódik ki. Az ábra felső részén egy különbségtérkép látható (b), ami az árhullám előtti és utáni terepi mérésekből előállított medertérképek alapján került meghatározásra. Ilyen különbségtérképekből fontos hidromorfológiai változások és folyamatok olvashatók ki. A 4.12. ábra alapján látható, hogy a változások méteres nagyságrendűek, az árvíz mederformáló – a vizsgált szakaszon főleg erodáló - hatása jelentős. A 4.12. ábra c jelű diagramja két szelvény mederszintjeit mutatják be. A folytonos vonalak az árhullám előtti, a szaggatottak az árhullám utáni mérésekből származnak. A mérések nyomvonalai a helyszínrajzokon (a és b ábrák) is fel vannak tüntetve piros, illetve kék vonalakkal. A mederváltozásokat bemutató térkép (b) és diagramok (c) alapján látható, hogy a történelmi árhullám a sarkantyú orránál további mélyülést, a sarkantyú alvívén pedig feltöltődést eredményezett.



4.12. ábra: Mederváltozási térkép (Fleit, 2013)

A vizsgálat alapján megállapítható, hogy a 2013-as árhullámnak főleg lokális mederformáló hatása volt, nem eredményezte tehát a teljes mederszakasz erózióját. A sarkantyú orránál megnövekedett az áramlás medereróziós képessége, ami a kopolya mélyítését okozta. A sarkantyú alvén a mederszint növekedését feltehetően a felvízről érkező, medererózióból származó hordalék lerakódása okozta. Ezek alapján megállapítható, hogy nem várható a sarkantyú alvén kis- és középvizes időszakban kialakult hordalék-lerakódás erodálása nagyobb árhullám érkezésével sem.

5. fejezet

Vízhozammérési eljárások bemutatása kisvízfolyásokra

5.1 Bevezetés

A vízhozam egy adott időegység alatt (Δt), adott keresztszelvényen átfolyó vízmennyiséget (ΔV) jelenti. A jele Q , mértékegysége térfogat/idő dimenziójú, jellemzően $[m^3/s]$, vagy $[l/s]$. A definíció szerint, az alábbi módon számítható:

$$Q = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (5.1)$$

A vízhozam kifejezhető a nedvesített szelvényterület (A) és a szelvényközépsébség (v) szorzataként, ami a fenti egyenlet átrendezéséből levezethető

$$Q = A \cdot v, \quad (5.2)$$

$\Delta V = A \cdot \Delta s$, illetve
 $\frac{\Delta s}{\Delta t} = v$ felhasználásával:

ahol Δs a keresztszelvényen egységnyi idő alatt átfolyó víztérfogat szelvényre merőleges kiterjedése.

Különböző vízhozammérési eljárások ismertek. Ezek közül hazánkban legelterjedtebbek a következők:

- Acoustic Doppler Current Profiler
- Pontbeli sebességmérésen alapuló eljárás
- Köbözés
- Mérőbukók és mérőcsatornák
- Vízhozambecslő matematikai összefüggések
- Large-Scale Particle Image Velocimetry
- Radaros sebességmérés

5.2 Acoustic Doppler Current Profiler

5.2.1 Hagyományos ADCP

Az ADCP¹ az egyik legelterjedtebb vízhozammérő eszköz az

¹ A műszer működési elvét a Mérés-
ési eljárások c. fejezet részletesen
ismerteti.

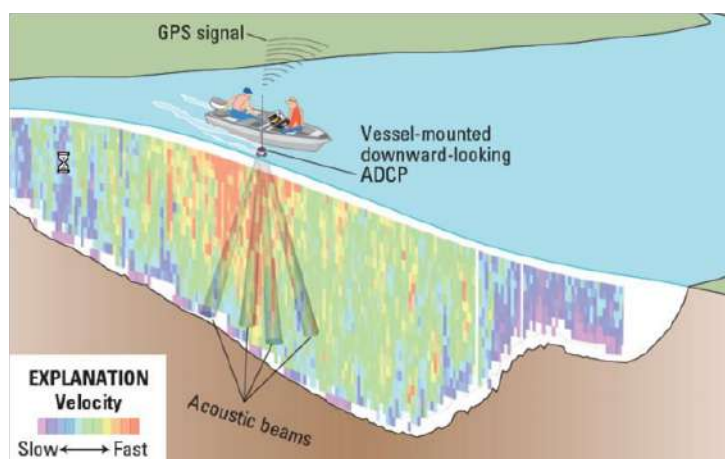
utóbbi időkben (5.1. ábra). Az ADCP-vel a többi eljáráshoz képest gyorsan (Duna léptékű folyó esetén 5-10 perc alatt), megbízhatóan és egyszerűen mérhetünk vízhozamot.

5.1. ábra: Acoustic Doppler Current Profiler, forrás: www.rdinstruments.com



Az ADCP-t vízhozam mérés céljából hajóra szerelve alkalmazzuk, úgy, hogy a műszerfejet a víz teljesen ellepje, a suragak pedig lefelé nézzenek (5.2. ábra). A mérés alatt a hajó végigvezeti a műszer a folyó keresztmetszvényén, miközben a műszer szoftvere folyamatosan rögzíti a diszkrét pontokra becsült sebesség és vízmélység adatokat. A hajó helyzetének követésére GPS-szel folyamatos adatrögzítés is történik a sebességméréssel egyidejűleg.

5.2. ábra: Vízhozam mérése ADCP műszerrel



Az utófeldolgozáshoz a szoftver a diszkrét pontokban mért sebességértékekhez cellaterületet számít a vízmélység és a GPS koordináták alapján. Így végül a teljes szelvényt lefedő cellákat, illetve a cellák középpontjába áramlási sebességek kerülnek meghatározásra (5.2. ábra). Majd az egyes cellákra a folytonossági egyenletet alkalmazva (5.2), minden cellához részvízhozam számítható. A teljes vízhozamot végül a részvízhozamok összege adja:

$$Q = \sum Q_i \quad (5.3)$$

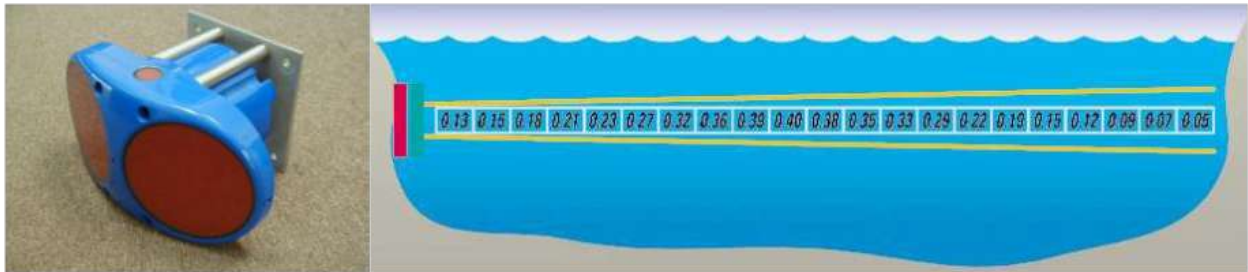
Léteznek egyéb akusztikus elven működő sebességmérő műszerek, mint például az Acoustic Doppler Current Meter² és az Acoustic Velocity Meter³. Ezek a műszerek alkalmasak folytonos adatgyűjtésre is. Az ADCP műszer általában nagyobb patakokon, illetve annál nagyobb vízfolyásoknál használható. Kisebb vízfolyásoknál alkalmazása nem javasolt, néhol nem is kivitelezhető.

² ADCM

³ AVM

Kisvízfolyásokra alkalmazható műszerekről a további fejezetekben lesz szó.

5.2.2 Horizontális ADCP (H-ADCP)



5.3. ábra: H-ADCP (balra) és alkalmazása (jobbra)

A horizontális ADCP műszert⁴ (5.3. bal ábra) fixen rögzítik a meder egyik partfalán, és a keresztshelvény mentén, egy vízszintes síkban (5.3. jobb ábra) méri a sebesség értékeket. A shelvényen átaramló vízhozam, illetve a shelvény egy mélységében kialakuló pillanatnyi shelvény menti sebességeloszlás és vízszint között magas korreláció áll fent. Ez az összefüggés kalibrációs eljárással meghatározható. A H-ADCP kalibrálása után a kalibrációs összefüggés alkalmazásával számítható a vízhozam az ún. *indexsebesség módszerrel*. Tehát a H-ADCP közvetetten, egy matematikai összefüggés alapján becsli a vízhozamot a mért vízállás és sebességprofil adatok alapján. Így a valós idejű sebességmérés praktikusán automatizálható.

⁴ H-ADCP

A H-ADCP két vízszintes sugárnyalábjával méri a vízszintes sebességprofilt, emellett pedig vízállást is rögzít a felfele néző sugárával és a belső nyomásmérője segítségével.

Az indexsebesség módszer alkalmazásának alapelve, hogy a shelvény-középssebesség (v) az ún. indexsebesség (v_i) és a vízállás (H) függvényében számítható, ahol v_i a H-ADCP által meghatározott paraméter. Az indexsebesség, vízállás és a shelvény-középssebesség kapcsolata kalibrációs eljárással becsülhető, ami alapján v értéke közvetett módon becsülhető.

$$v = f(v_i, H) \quad (5.4)$$

Végül a vízhozam (Q) a folytonossági egyenletből kapható (5.2. egyenlet). A nedvesített shelvényterület (A) a geometria alapján a vízállás (H) függvényében megkapható:

$$A = f(H) \quad (5.5)$$

5.3 Pontbeli sebességmérés

A pontbeli sebességmérésen alapuló vízhozam számításának módja a pontbeli sebességmérő műszerek esetén azonos. A módszer alapja a folytonossági egyenlet (5.2). Az eljárás során a shelvényt

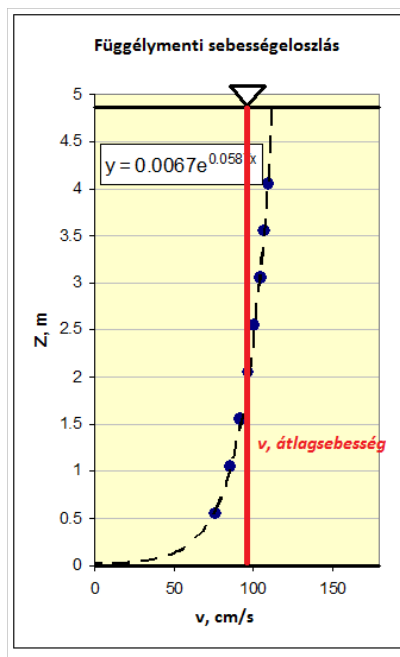
keresztirányban részterületekre kell bontani. Az egyes részterületek keresztmetszeti területének, illetve a mérésből számított, áramlási középsebességnek a szorzatásával a részterület vízhozama számítható.

$$Q_i = v_i \cdot A_i \quad (5.6)$$

A rész-vízhozamok összege pedig a teljes vízhozamot adja (lásd: 5.3. egyenlet).

Az egyes részterületek szélessége, vagyis a víztükörszélesség általában mérőszalaggal mérendő. Ha ez közvetlen módon nem lehetséges, a szélesség mérhető optikai vagy elektronikus távolságmérővel, illetve GPS-szel is. A vízmélység mérőrúddal mérhető.

5.4. ábra: Mért sebességek (kék pontok), illetve a függélymenti átlagsebesség (piros)



A részterületek középsebessége a részterületek közepén lévő függélyekben mért, pontbeli sebességértékekből számítható (5.4. ábra). Abban az esetben, ha a függélyben mért pontok száma nem éri el a 10-et, a mért sebességek súlyozott átlagával közelíthető a függélyközépsebesség (Koris és Winter, 1999):

- Öt pontos mérés esetén

$$\bar{v} = \frac{v_s + 3 \cdot v_{20} + 3 \cdot v_{60} + 2 \cdot v_{80} + v_b}{10} \quad (5.7)$$

- Három pontos mérés esetén

$$\bar{v} = \frac{v_{15} + v_{50} + v_{85}}{3} \quad (5.8)$$

- Két pontos mérés esetén

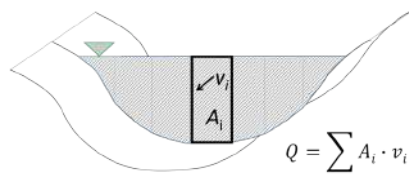
$$\bar{v} = \frac{v_{20} + v_{80}}{2} \quad (5.9)$$

- Egy pontos mérés esetén

$$\bar{v} = v_{60} \quad (5.10)$$

ahol v_s a vízfelszín alatt 10 cm mélyen mért sebesség, v_b közvetlenül a mederfenéken fölött mért sebesség, v_{xx} pedig a felszíntől a teljes mélység $xx\%$ -ában mért sebesség.

Végül az átlagsebesség és a hozzá tartozó részterület szorzatával megkaphatók a részterületek vízhozamai (5.6). A teljes vízhozam a részterületek vízhozamainak összegzésével számítható (5.5. ábra, 5.3. egyenlet).



5.5. ábra: Vízhozam számítása pontbeli sebességmérés esetén

5.3.1 Forgószárnyas sebességmérő

Az előző fejezetben bemutatott ADCP eljárás nem használható kisebb és sekélyebb vízfolyásoknál, ahol általában a víztükörszélesség kisebb, mint 5–10 m és a vízmélység kisebb, mint 1 m. Ilyen esetekben ajánlott a pontbeli sebességmérés módszerének alkalmazása. Az egyik legelterjedtebb pontbeli sebességmérő az ún. forgószárnyas sebességmérő. Az USA-ban a Price AA típusú (5.6. ábra bal oldal), míg Magyarországon az OTT típusú (5.6. ábra jobb oldal) forgószárnyas sebességmérő műszerek a legelterjedtebbek. A műszer két fő részből áll: a mérőkerékből, vagyis a forgószárnyból és a timonyból. A timony biztosítja, hogy a műszer tengelye mindig az áramlással megegyező irányba fordul be. A műszert áramló víztérbe engedve tapasztalható, hogy a forgószárnyat a víz forgatni kezdi. A forgószárny minden egyes teljes fordulatát követően egy elektromos jelet ad le. A jelvévő számolja a leadott impulzusokat, illetve mérendő az eltelt idő. A teljes fordulások számának és az eltelt időnek a hányadosa adja az egységnyi időre eső fordulatok számát. Az áramlási sebesség és a forgószárny egységnyi időre eső fordulatainak száma között kapcsolat áll fenn, amit kalibrációs eljárással meghatározott kalibrációs egyenlet ír le. Így a kalibrációs egyenlet segítségével az egységnyi időre eső fordulatok számából a pontbeli horizontális áramlási sebesség meghatározható. A forgószárnyas sebességmérő rögzíthető egy rúdra vagy lógatható egy kábelről is.

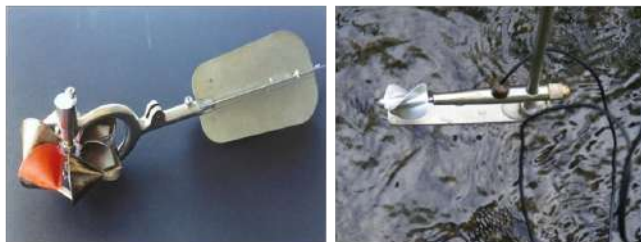
5.3.2 Acoustic Doppler Velocimeter

Pontbeli sebességmérésre használható Acoustic Doppler Velocimeter ⁵ műszer is. Hasonló elven működik, mint az ADCP, de az ADV-vel csak pontbeli sebesség mérhető egy pillanatban (Voulgaris és Trowbridge, 1998). Általában egy rúdra szerelve engedjük

⁵ ADV

A műszer már bemutatásra került az Áramlásmérés akusztikus módszerek alkalmazásával c. fejezetben.

5.6. ábra: Price AA (bal) és OTT típusú (jobb) forgószárnyas sebességmérők.

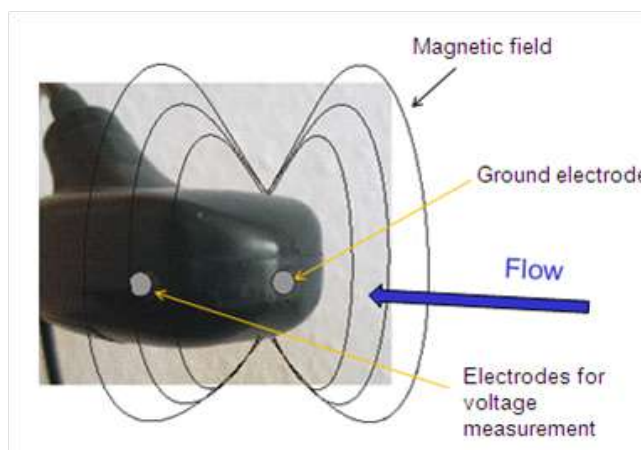


a víztérbe. Kétféle méretben találkozhatunk ezzel a műszerrel a gyakorlatban: a sekély kisvízfolyásokhoz a *ADV Vectrino*, nagyobb vízfolyások esetén az *ADV Vector* használatos.

5.3.3 Indukciós elven működő sebességmérő

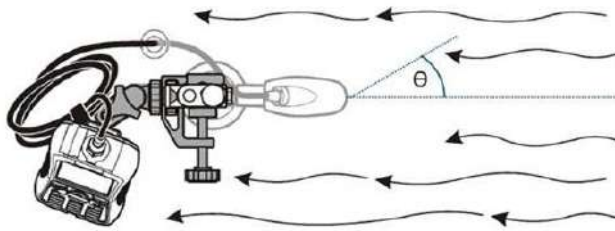
A mérési eljárás a Faraday-elven, az elektromágneses indukción alapszik, mely szerint mágneses mezőben lévő vezető közeg feszültséget generál, amely arányos a vezető sebességével. Az érzékelő függőleges irányú mágneses mezőt generál a szonda közepének közelében egy elektromágnessel (5.7). A mágneses mező erősebb a szensor közelében és $1/D^2$ nagysággal csökken a távolodáskor, ahol D a szensor átmérője. A víz egy mozgó vezető közeg. Amikor a sebesség vektorok elérik az érzékelőt, az áramlás iránya merőleges lesz a szensor mágneses mezőjére. A mágneses mezőn belül a feszültség arányos a víz sebességével. Az érzékelő elektródái mérik a feszültséget és a műszer számítja a sebességeket.

5.7. ábra: Sebességmérésre használt szensor és a mágneses mező



Általában nem probléma a szensor elhelyezése a vízfelszín alatt közvetlenül. A sikeres méréshez szükséges, hogy az érzékelő teljesen víz alatt legyen. Ez 3 cm körüli vízmélységet jelent. A szensor jelei a műszer közelében a legerősebbek, távolodva azok csökkennek.

Ökölszabályként elmondható, hogy az érzékelőt legalább 4-8 cm-re távol kell tartani mindenféle fizikai határtól, mint például a különböző akadályoktól. A sebességvektor nagyjából párhuzamos kell, hogy legyen az áramlás irányával és egyenesen érkezzon a szensor felé (5.8).



5.8. ábra: A sebességek egyenesen haladnak a szenzor felé

Az elektromágneses műszerek alkalmazhatók alacsony vezetőképességű vízben is, mint például források, és patakok hóolvadékkal, de mégis előfordulhatnak sebességmérési problémák a kevesebb mint $200 \mu\text{S}/\text{cm}$ vezetőképességű vízfolyások esetében. Az érzékelők lehetnek nyomásmérővel ellátottak, így a maximális vízmélység is mérhető minden függélyben.

5.4 Kőbőzés

A kőbőzés (5.9. ábra) a legegyszerűbb módja a vízhozam mérésének (Hajnal és Koris, 2014). A kifolyó vizet egy edénybe engedjük, melynek ismert a térfogata, majd a megtöltéshez szükséges időt stopperrel mérjük.



5.9. ábra: Kőbőzés

Néhány betartandó szabály a mérésnél:

- a töltési idő legyen több mint 10 másodperc és
- az edény legyen kalibrálva,
- legalább 10 különböző mérés szükséges,
- a vízhozam az 5.1. egyenlet alapján kerül meghatározásra,
- a végleges vízhozamot az összes mérés átlagaként kapjuk.

5.5 Mérőbukók és mérőcsatornák

5.5.1 Mérőbukók (Koris és Winter, 1999)

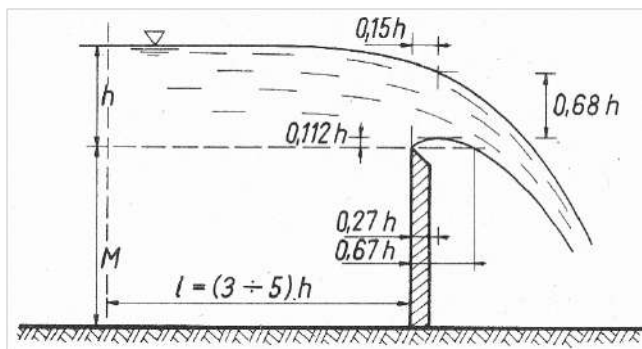
– Bazin-bukó

A Bazin-féle bukógát (5.10. ábra) egy tökéletes átbukású, oldalkontrakció nélküli, élesszélű bukógát. A vízhozam a következő képletből meghatározható:

$$Q = m \cdot B \cdot \sqrt{2g} h^{\frac{3}{2}} \quad (5.11)$$

ahol m a vízhozamtényező, B a bukóél hossza és h az átbukási magasság.

5.10. ábra: Bazin-féle bukógát

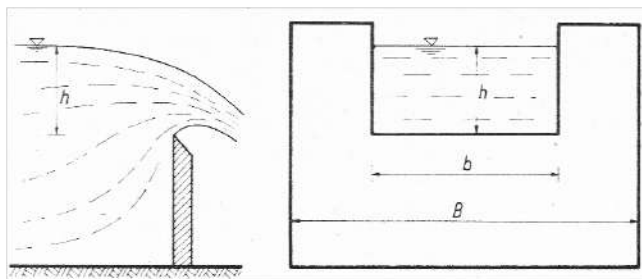


– Poncelet-bukó

Ez egy téglalap-szelvényű, élesszélű, oldalkontrakciós bukógát. A vízhozam számítása azonos az előző bukóval, természetesen az m vízhozamtényező más értékeket vesz fel a Poncelet-bukó (5.11. ábra) esetén:

$$Q = m \cdot B \cdot \sqrt{2g} h^{\frac{3}{2}} \quad (5.12)$$

5.11. ábra: Poncelet-féle bukógát

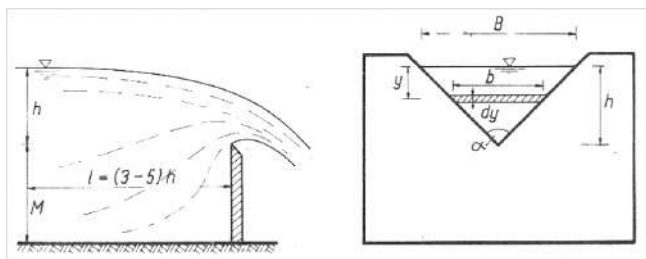


– Thomson-bukó

A Thomson-bukó (5.12. ábra) egy egyenlőszárú derékszögű háromszög-szelvényű bukógát. A vízhozam egy egyszerű képletből megkapható:

$$Q = C \cdot h^{\frac{5}{2}} \quad (5.13)$$

ahol C a vízhozamtényező.

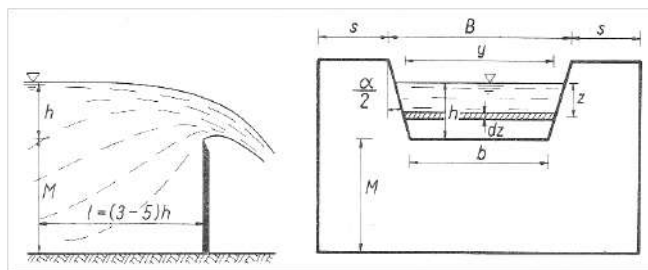


5.12. ábra: Thomson-féle bukógát

– Cipoletti-bukó

A trapézszelvényű, oldalkontranckió nélküli Cipoletti-féle bukógát (5.13. ábra) esetén a vízhozamtényező a geometriának köszönhetően konstans értéket vesz fel, így a vízhozam a következő:

$$Q = 1,86 \cdot b \cdot h^{\frac{3}{2}} \quad (5.14)$$



5.13. ábra: Cipoletti-féle bukógát

5.5.2 Mérőcsatornák

A legelterjedtebb mérőcsatorna az ún Parshall-csatorna (5.14. ábra). Összeszűkíti a szabad áramlást a mérés céljából. Egy előre meghatározott összefüggés van a felvízi vízmélység és a szűkület között, melyből becslést tehetünk a vízhozamra. Sekély, lassan mozgó kisvízfolyásoknál alkalmazzuk az eljárást.



5.14. ábra: Vízhozammérés Parshall-csatornával

5.6 Vízhozambecslő matematikai összefüggések

A vízhozam becslése lehetséges matematikai, indirekt módon is. Ezt olyan esetekben alkalmazzuk amikor az egyéb mérési eljárások nem megfelelően alkalmazhatóak, vagy túl veszélyesek. Ezek a vízhozam becslő összefüggések nem számítanak teljesen megbízható eljárásnak. Az ún. „Slope-Area” eljárás a Manning-féle egyenlőséget használja fel. A szelvényközépsébség összefüggésben van felszín esésével és a meder simaságával.

$$Q = A \cdot v \quad (5.15)$$

és

$$v = k \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}} \quad (5.16)$$

ahol A a nedvesített szelvényterület, v a szelvény-középsébség, k a Manning-féle simasági együttható, R a hidraulikus sugár és S a mederesés.

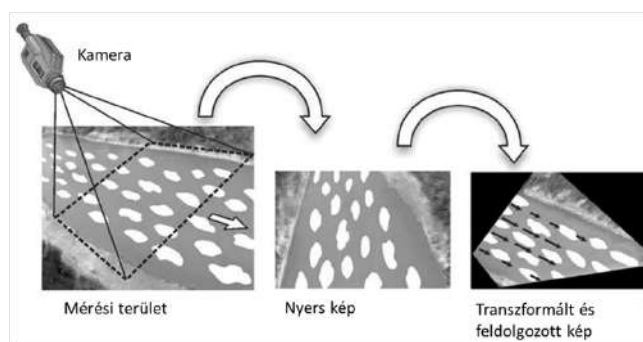
Vízszint észlelés és ismert geometria esetében az R és S paraméterek számíthatóak és k pedig a mederanyag és a növényzeti tulajdonságok alapján becsülhető.

Egy másik eljárás, az ún. „Contracted-Opening” eljárás a csatorna összeszűkülését használja fel a vízhozam becslésére hidaknál, amikor egy hirtelen vízfelszín csökkenés jön létre. A nagyvízkor alkalmazzák főleg, a vízszintből és a híd geometriájából számszerű becslést tesznek a vízhozamra.

5.7 Large-Scale Particle Image Velocimetry (LSPIV)

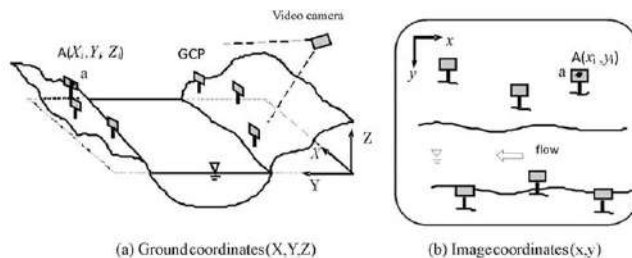
A Large-Scale Particle Image Velocimetry eljárás (Muste et al., 2008) főbb lépései a videó készítés, az ortorektifikáció és a képfeldolgozás (PIV). Ezeket a lépéseket az 5.15. ábra mutatja.

5.15. ábra: LSPIV eljárásfőbb lépései



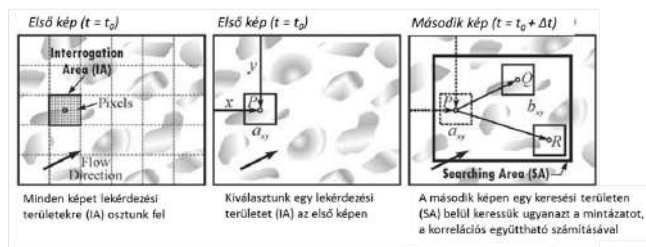
Lehetőleg magas helyről (pl. hídról, épületről), egy jól belátható szögből jó minőségű videót készítünk a vízfelszínről egy vagy több kalibrált kamerával. Fontos, hogy legyenek jól azonosítható referenciapontok a képen, amelyeknek valós koordinátái ismertek. A módszer alapja pedig egyfajta felszíni jelzőanyag jelenléte, ez lehet mesterséges vagy természetes módon keletkezett anyag is, mint például turbulencia okozta hab.

A videó képeit át kell transzformálni egy 2D-s torzítatlan derékszögű koordináta rendszerbe, ez a lépés az úgynevezett orektifikáció. Ehhez legalább 6 referencia pont szükséges, melyek lehetnek a helyszínen elérhető tárgyak (fák, épületek, villanyoszlopok, stb.) (5.16. ábra).



5.16. ábra: Referencia pontok valós és képi koordinátái

A képfeldolgozást (5.17. ábra) egymást követő képpárokon hajtjuk végre. Az első képen lekérdezési területet definiálunk (Interrogation Area, IA), majd azt IA-n belüli mintát keressük a második képen definiált keresési területen (Searching Area, SA). Valamilyen hasonlósági indexet számítunk minden IA-ra, ami jelen esetben egy kereszt-korrelációs együttható (R). A legnagyobb hasonlósági index mutatja a folt elmozdulását. A két kép között eltelt idő ismeretében pedig sebességvektort kapunk. Ha ezt az egész képre elvégezzük akkor egy pillanatnyi sebességvektor-mezőt kapunk.



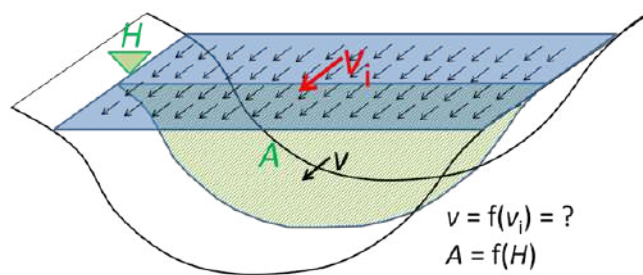
5.17. ábra: Lekérdezési terület (IA) és keresési terület (SA)

Az összes képpárra kapott sebesség-vektor mezőből egy időtárolt sebességvektor mezőt kaphatunk, melynek vektorainak térbeli átlagolásával megkapjuk az index-sebességet (v_i), ami egyetlen vektort jelent. A kalibráló mérésekből kapott szelvényközepsebességgel (v) már felállítható a $v = f(v_i)$ kapcsolat. A vízhozamot az 5.2 folytonossági egyenletből kapjuk. A nedvesített szelvényterület (A) pedig megkapható a szelvénygeometria ismeretében felállított 5.5 függvénykapcsolatból, ahol H a vízszint, vagy akár egy közeli vízmércén mért vízállás. Így tehát a vízhozam számszerű becsléséhez elegendő az index-sebesség meghatározása (5.18. ábra).

5.8 Radaros sebességmérés

Az eljárás radarokat használ a vízhozam mérésére, anélkül, hogy a műszer érintkezne a vízzel. A radar Bragg törvényét használja fel a vízfelszín fodrozódására, amelyet az eső vagy szél okoz. A

5.18. ábra: Indexsebesség



radarok fajtái lehetnek: *folytonos hullámú mikrohullámú radar* (24 Ghz központi frekvenciával), *monostatikus UHF Doppler radar* (350 Mhz), *Doppler impulzusú mikrohullámú radar* (9,36 Ghz), illetve *földön átható radar*.

5.19. ábra: Radaros vízhozammérő rendszer



A radarok közvetlenül mérik a vízhozam számításához szükséges paramétereket: a vízfelszín sebességét (melyet átkonvertálnak szelvényközepsebességgé) és a keresztzelvény területét, ezzel is csökkentik a pontatlanságot, bonyolultságot, és a Q–H görbék felállításának költségeit. A nedvesített szelvényterület mérése a földön átható radarral (GPR), annak a vízfolyáson való átvezetésével történik (5.19. ábra). A felszíni sebességek mérhetőek UHF Doppler radarokkal, azok pedig átszámíthatók szelvényközepsebességgé megfelelő részletességű sebességprofilok alapján, melyek forgószárnyas vagy akusztikus sebességmérő műszerekkel kalibráltak. A nedvesített szelvényterület és a szelvényközepsebesség megbízhatónak mondható egyéb műszerekkel való összehasonlítás után.

A víz vezetőképessége a legjelentősebb probléma a mérések során. Néhány vezetőképesség intervallumban (egyes folyókban 300–600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a GPR-nek nem sikerül értelmeznie a nedvesített szelvényterületet. Az eljárás azokban az esetekben javasolt, mikor a hagyományos módszerek túl költségesek, időigényesek, esetleg a vízfolyás nem megközelíthető, vagy különösen veszélyes.

6. fejezet

Hordalékmérési eljárások

6.1 Bevezetés

A következő fejezetek a vízfolyások egy másik nagyon fontos tulajdonságával, a hordalékszállítással foglalkoznak. Első lépésben röviden és általánosságban a folyami hordalék keletkezése továbbá különböző paramétereinek, tulajdonságainak ismertetésére kerül sor, majd ezen paraméterek mérésnek, valamint vizsgálatának módszerei kerülnek bemutatásra. Ez a fejezet az általános ismertető mellett a lebegtetett valamint a görgetett hordalék vizsgálatára koncentrálna, az utána lévő fejezetben a két hordaléktípus laboratóriumi vizsgálatainak bemutatása zárja a hordalékvizsgálattal foglalkozó részt.

Alapvetően hordaléknak nevezzük azon anyagok összességét melyeket egy adott szállítóközeg magával ragad és mozgási energiáját felhasználva mobilizál. Ilyen közeg többek között a levegő (szél), a jég (gleccserek) valamint jelen szempontból a legfontosabb a víz (vízfolyások, tengeri áramlatok) (Langland és Cronin, 2003)). Folyami hordalékon sok esetben pusztán a kőzet alapú, ásványi anyagokat értjük¹, mivel túlnyomó részt ezen anyagok okozzák a vízfolyások morfológiai változásait, azonban nem szabad elfelejteni, hogy ugyanúgy folyami hordaléknak minősülnek a különböző lebomló szerves, valamint szervesetlen biogén anyagok is. (Fondriest Environmental, 2014) A hordaléktranszport ezen anyagok együttes áramlása. A jegyzet elsősorban a szűken vett, kőzet alapú folyami hordalék keletkezésével és vizsgálatával foglalkozik, ugyanakkor esetenként nem megkerülhető a többi hordaléktípus jelentőségének figyelembevétele illetve együttes vizsgálata.

A hordalék keletkezését mind térben, mind a kialakulás szempontjából is különválasztjuk. Kialakulás szempontjából alapvetően három fő hatást különböztetünk meg. Geomorfológiai, geológiai valamint organikus hatásokat. Ezen folyamatok együttese határozza meg a vízfolyásba kerülő anyag minőségét, mennyiségét és szemcseméretét. Keletkezés helye szerint megkülönböztetjük a környező területről bemosódó illetve a meder anyagából felkeveredő hordalékot (Czuba et al., 2011).

¹ kavics, homok, iszap,...

Geomorfológiai hatás alatt a környező terep tulajdonságait illetve az ezen területen munkálkodó szél, víz, jég területformálását értjük. Egyszerűbben megfogalmazva az eróziót. A folyamat során a meglévő felszíni kőzetek a szél, a fagyás, mechanikai hatások során aprózódik majd a felszínen lefolyó víz mozgási energiája, mennyisége függvényében az aprózódott kőzetszemcséket magával ragadja. Könnyen belátható, hogy hegyvidéki területen ahol a vízfolyások esése nagyobb, sebességük, ezáltal mozgási energiájuk is jelentősebb az elragadási folyamat nagyobb méreteket ölt, mint síkvidéki területeken. Ennek megfelelően a vízfolyásokat szakaszokra bontjuk. Azokon a területeken ahol a felszíni erózió dominál, nagy energiája van a lefolyó víznek felső szakasz típusú, míg lankásabb kis energiájú szakaszokon alsó szakasz típusú folyónak nevezzük. Az erózió mértéke jelentősen függ a geológiai szemponttól, azaz a környező terület talaj és kőzetjellemzőitől. Általánosságban elmondható, hogy a puhább kőzetek könnyebben, a kemények nehezebben erodálódnak, azonban jelentős hatása van növényzet benőttiségének, az emberi beavatkozásoknak is. (Czuba et al., 2011) A hordalékképződés organikus hatásait ezen jegyzetben nem részletezzük.

² ezáltal a kialakuló turbulenciától valamint a fenékcúsztató feszültségtől

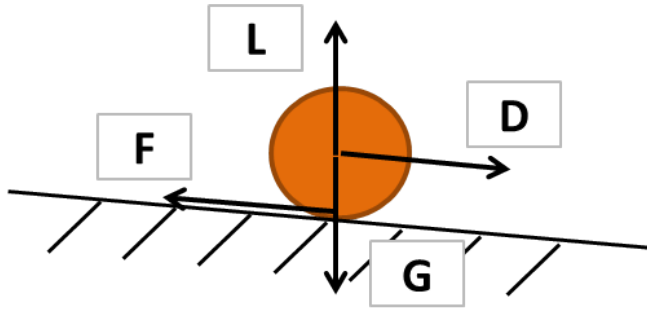
Mint az az előzőekben bemutatásra került, a hordalékszállítás nagyban függ a vízfolyás mozgási energiájától.² Amennyiben ez nagy akkor nagyobb részecskék, kőzetdarabok (kő, kavics, ...) elmozdítására is képes a víz, azonban ha kicsi, akkor csak az igazán apró (homok, iszap, ...) méretű hordalékszemcséket képes szállítani. A részecskék vízben történő mozgása alapján három hordalékosztályt különböztethetünk meg (Southard, 2006). Fontos megjegyezni, hogy ezeknek a kategóriáknak a szemcseméret-határai változnak a vízfolyás energiájának függvényében.

Görgetett hordalék azon része a folyómederben szállított anyagnak, amely tömege elég nagy vagy a részecskék között kialakult kohézió elég erős ahhoz, hogy a víz ne tudja folyamatosan lebegésben tartani és tovább szállítani. A részecskék mozgása nem egységes és nem is egyenletes. Egy-egy hordalékszemcse mozgását annak víz alatti súlya, az áramlás okozta elragadó erő, valamint a mederfelszín okozta súrlódási és megtámasztási erők határozzák meg. Fontos kiemelni, hogy görgetett hordalék szemcséinek sebessége alacsonyabb, mint magának az őket körülvevő víztérnek a sebessége, iránya azonban megegyező. Mozgásuk lehet gördülés, csúszás valamint ugrálás (Garcia, 2008). A 6.1. ábra a tetszőleges meder-szemcsére ható erőket mutatja: nehézségi erő (G), a felhajtóerő (L), a súrlódási (F) és az elragadó (közegellenállási) erő (D).

A 6.1. ábrán ismertetett, szemcsére ható erők mederfenékkal párhuzamos vetületi egyenletét felírva, valamint a súrlódási erőt a szemcse víz alatti súlyával kifejezve, az alábbi összefüggés vezethető le:

$$d = \frac{\tau_c}{g(\rho_s - \rho_w)\tau^*}, \quad (6.1)$$

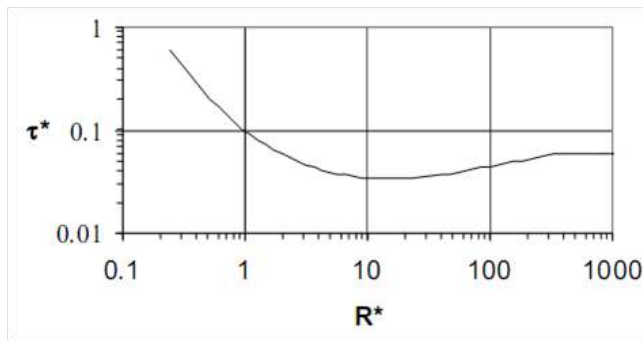
ahol d a szemcse átmérője, g a nehézségi gyorsulás, τ^* dimenzió-



6.1. ábra: Görgetett hordalékszemcsére ható erők

mentes csúsztató-feszültség τ_c , a kritikus csúsztató-feszültség, ρ_s a hordalék, ρ_w pedig a víz testsűrűsége (Shields, 1936). Az egyenletben szereplő kritikus fenékcúsztató-feszültség meghatározására Shields kísérletei alapján a 6.2 ábrán látható görbét határozta meg, ami napjainkban is az egyik leggyakrabban alkalmazott eljárás.

³ dimenziómentes Shields-féle feszültség



6.2. ábra: Shields-görbe

Az abszcisszán az úgynevezett részecske Reynolds-szám szerepel, amit a következő módon számolunk:

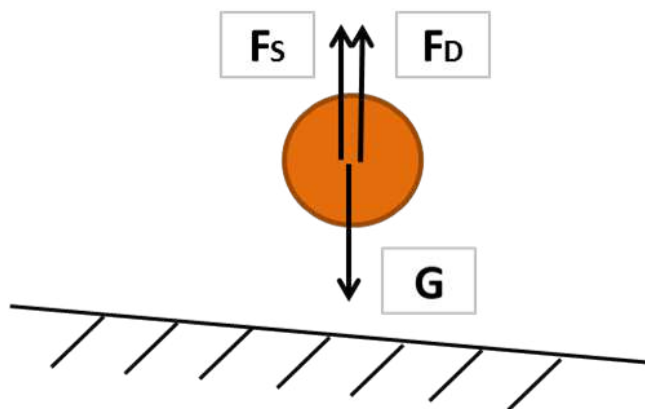
$$R^* = \frac{u_* \cdot d}{\nu} = \frac{d \cdot \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}}{\nu}, \quad (6.2)$$

ahol ν a víz kinematikai viszkozitása.

Az összefüggés azt mutatja, hogy adott szemcseméret esetén a görgetett hordalékmozgást meghatározó tényező a fenékcúsztató-feszültség. Az áramlás a víztér és a szilárd mederfelszín határán folyamatos súrlódást okoz. Amennyiben ez a súrlódási feszültség meghaladja a szemcse stabilitását kiváltó feszültségeket, a szemcse mozgásnak indul. Kritikus fenékcúsztató-feszültség tulajdonképpen azt az értéket jelenti, ami épp egyensúlyt tart a stabilitást okozó hatásokkal. Ezért, ha az áramlás a kritikus értéknél alacsonyabb fenékcúsztató-feszültséget alakít ki, akkor a mederfelszínt borító hordalékszemcsék nyugalomban vannak, illetve a felvízről érkező görgetett hordalékszemcsék is nyugalmi állapotba kerülnek. Ellenkező esetben, a mederfelszín szemcséit elragadja az áramlás, illetve a felvízről érkező szemcsék is továbbhaladhatnak. Ezek alapján, ha a fenékcúsztató feszültség meghaladja a kritikus értéket és a mederfenékről elragadott hordalékmennyiség meghaladja a felvízről érkezőt, medererózió lép fel. Ellenkező esetben, amennyiben

a fenékcúsztató feszültség a kritikus érték alatt van és a felvízről érkezik hordalék, hordalék-lerakódás lép fel, ami a mederszint emelkedését okozza. Lebegtetett hordalék a szállított szemcséknek azon tartománya, melyek mérete és tömege elég kicsi ahhoz, hogy az áramlásban kialakult turbulens örvények lebegésben tartsák. A részecske függőleges mozgását befolyásoló erők a (G) gravitációs erő, valamint a (F_S) hidrosztatikus- és (F_D) hidrodinamikus felhajtóerők.

6.3. ábra: Lebegtetett hordalékszemcsére ható erők



Amennyiben az erők eredője zérus, a hordalékszemcsé tökéletes lebegésben van, sem nem ülepedik, sem nem emelkedik. A gravitációs valamint hidrosztatikus felhajtóerő a mélység mentén valamint időben gyakorlati szempontból konstansnak vehető, így egyszerűen belátható, hogy a szemcsék függőleges irányú mozgásának változékonysága lényegében a hidrodinamikus felhajtóerő változékonyságától függ, mely az áramló vízrétegek között kialakuló turbulens örvények következménye. Ezeknek az örvényeknek az állandó „pofozgatása” tartja lebegésben az ülepedni szándékozó szemcséket. A turbulens áramlatok energiája a vízfolyás áramlási sebességétől függ, ezért általánosságban elmondható, hogy minél sebesebb egy vízfolyás annál több és annál nagyobb szemcseméretű részecskét képes lebegésben tartani. Közelítő értéket egy részecske ülepedési sebességére (v_s) az úgynevezett Stokes-féle egyenlet ad:

$$v_s = \frac{g \cdot d^2 \cdot (\rho_s - \rho_w)}{18 \cdot \nu \cdot \rho_w}, \quad (6.3)$$

ahol g a gravitációs gyorsulás, d részecske átmérő, ρ_s a részecske fajsúlya, ρ_w a víz sűrűsége és ν a víz kinematikai viszkozitása. Könnyen belátható, hogy a szemcseméret növekedésével az ülepedési sebesség négyzetesen növekszik, azonban a viszkozitás növekedésével a sebesség csökken. Nagy általánosságban a Stokes-törvény a 0,01 – 0,1 mm átmérőjű szemcsékre alkalmazható megbízhatóan. Az ennél kisebb részecskék gyakorlatilag nem ülepednek ki, ezek képezik a később bemutatott oldott anyagok csoportját (Török, 2011). Minthogy a szemcsét vízszintes irányban egyéb hatás nem éri, mint az őt szállító közeg sebessége, így a részecskék áramlási sebessége megegyezik a szállító víztér sebességével és irányával.

Az így szállított szemcsék mozgása közelítőleg egyenletes. A két bemutatott csoport között viszonylag nagy átjárás van, amennyiben a vízfolyás áramlási sebessége lelassul, a turbulens örvények hatása gyengül, a nagyobb részecskék lesüllyednek, és görgetett hordalék-ként mozognak tovább. Természetesen ellenkező folyamat is lejátszódhat, ebben az esetben a vízfolyás hordalékszallító-képessége megnövekszik és görgetett hordalékot magával ragadva lebegtetett hordalékként szállítja tovább azt.

6.2 Lebegtetett hordalékmérési módszerek

A mérési módszerek bemutatása előtt röviden a lebegtetett hordalék azon paramétereivel foglalkozunk melyeket közvetlen, vagy közvetett módon mérni szükséges a hordalékviszonyok megfelelő feltérképezése érdekében. A lebegőanyag ezen tulajdonságai a következők (Haimann et al., 2014):

- Koncentráció
- Hordalékhozam
- Szemösszetétel
- Időbeli- és térbeli változékonyság
- Jellemző szemcseméret

A lebegőanyag koncentrációját ⁴ adott vízmintában mérhető szilárd részecskék tömegének és a minta térfogatának hányadosaként határozhatjuk meg. A minta szilárd hordalékszemcséinek tömege általában szárítási eljárással határozható meg.

⁴ SSC – Suspended sediment concentration

$$SSC = \frac{m_s}{V}, \quad (6.4)$$

ahol, SSC a minta lebegtetett hordalék-koncentrációja, m_s a mintában található szilárd részecskék tömege, V pedig az adott vízminta térfogata. Koncentráció értékeket általában $[mg/l]$, $[g/m^3]$ mértékegységben szokás megadni.

A lebegőanyag hordalékhozama megmutatja, hogy egy adott szelvényen egységnyi idő alatt mennyi lebegtetett szárazanyag halad át. Ennek fajlagos értéke az alábbi módon határozható meg:

$$q_s = v \cdot SSC, \quad (6.5)$$

ahol, q_s az adott pontban egységnyi idő alatt átáramlott fajlagos hordalék mennyisége, v a vizsgált pontban az áramlási sebesség, SSC pedig a pontban mérhető lebegtetett hordalék-koncentráció. A teljes szelvényen átáramló lebegtetett hordalék mennyiségét a fajlagos értékek szelvényterület (A) menti felületi integrálja adja:

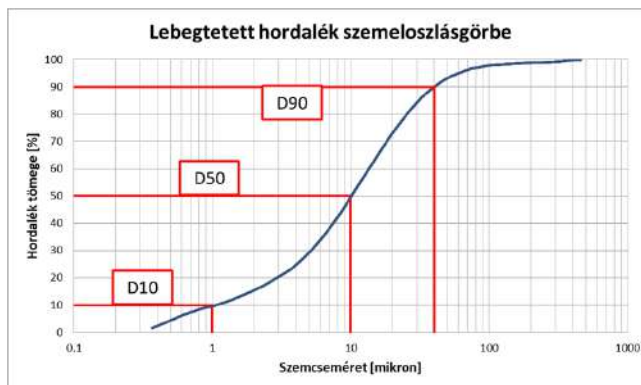
$$Q_s = \int \int q_s \cdot dh \cdot dB, \quad (6.6)$$

A hordalékhozam nem csak térben, hanem időben is változhat. A hordalékhozam egy adott időszakra vett integrálja (pl. egy év) megadja a szelvényen átáramlott teljes lebegőanyag mennyiségét.

A lebegőanyag transzport a szelvény mentén, illetve éves távlatban jelentős ingadozást mutathat. Az ilyen tér- és időbeli változások jelentős hidromorfológiai hatásuk lehet, ezért fontos azok vizsgálata. Ezeket a térbeli és időbeli változékonyság jellemzi.

A különböző méretű szemcsékből álló lebegőanyag szemösszetételét a *szemeloszlási görbe*, illetve az arról leolvasható (pl. d_{90} , d_{50} , d_{10}) jellemző szemcseméretek írják le.

6.4. ábra: Szemeloszlásgörbe, jellemző értékek bejelölésével (d_{10} , d_{50} , d_{90})



A következőkben a fentebb felsorolt paraméterek vizsgálatára használt módszerek bemutatása következik. Ezeket a módszereket alapvetően két nagy csoportba sorolhatjuk:

- Direkt hordalékmérési eljárások
- Indirekt hordalékmérési eljárások

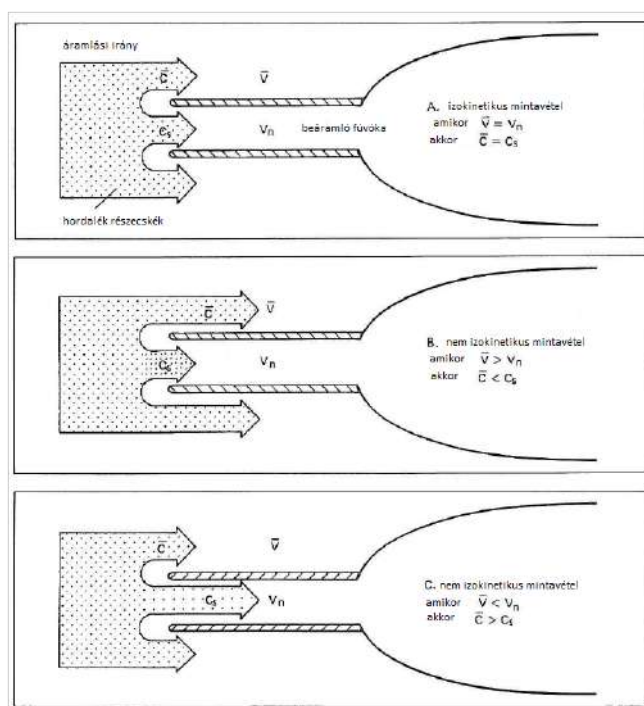
6.3 Direkt hordalékmérési eljárások

Direkt hordalékmérési eljárásról olyan módszereket értünk melyek elvégzéséhez előzetesen kiemelt vízmintára van szükségünk, majd ezek a későbbiek során laboratóriumi körülmények között kerülnek elemzésre, s a vizsgált paraméterek közvetlenül (direkt) módon mérhetőek meg. A folyamat során ügyelni kell arra, hogy lehetőség szerint zavartalan mintát emeljünk ki a vizsgált közegből, ezáltal ne befolyásoljuk a vízmintában található hordalék paramétereit. Erre a célra szolgálnak az úgynevezett izokinetikus mintavételező készülékek. A következő részben a legelterjedtebb mintavételezési módszerek kerülnek bemutatásra, minthogy ez a direkt módszerek alapja. A mintavételt követő laboratóriumi elemzés részleteiben a *Hordalékminták elemzése* c. fejezetben kerül bemutatásra.

Első és legegyszerűbb mintavételként a merítéses technikát ismertetjük néhány mondatban. Maga a módszer során egy egyszerű merítő edénnyel közvetlenül a víz felszínéről veszünk mintát. Fontos megjegyezni, hogy ez az eljárás se nem szabványos se nem minősül zavartalannak. Abban az esetben használható, ha csak közelítő értékekre vagyunk kíváncsiak, illetve ha egyéb módszer nem áll rendelkezésre. Az ilyen eljárásból származó minták eredményeit minden esetben fenntartással kell kezelni.

6.3.1 Izokinetikus mintavevők

Izokinetikus mintavevőn olyan eszközt értünk mely esetén a mintavevőbe áramló víz sebessége megegyezik az áramlási sebességgel (isokinetic sampler). Ennek a sebességnek a lehető legjobban meg kell közelítenie az eredeti közeg áramlási sebességét, mert ebben az esetben kapunk a vízfolyással azonos hordalék-koncentrációjú mintát. Ha a mintavétel sebessége kisebb, mint az áramlás sebessége, akkor a kiemelt minta hordalék-koncentrációja magasabb, ellenkező esetben alacsonyabb, mint az eredeti vízfolyásé (Kutai, 2014). Ezt az összefüggést mutatja a 6.5. ábra.

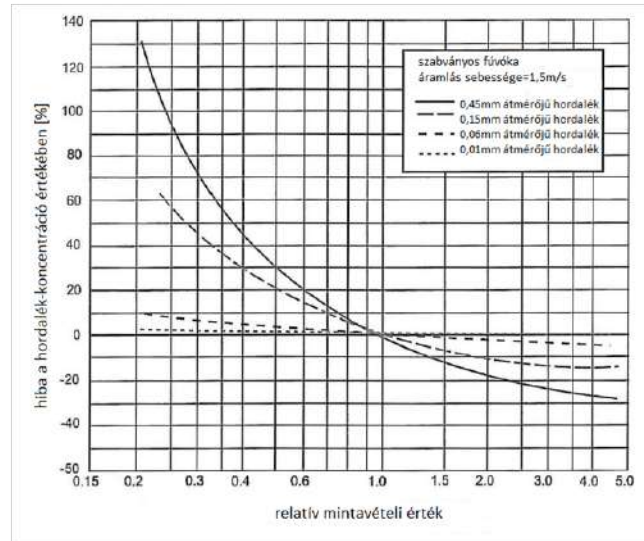


6.5. ábra: Az áramlási, valamint a mintavételezési sebesség elérésének hatása a minta hordalék-koncentrációjára (Garcia, 2008)

A sebességkülönbségből származó hiba számszerűsített értékeit a 6.6. ábra mutatja a szemcseátmérő függvényében. A vízszintes tengelyen a relatív mintavételi érték – a beáramló víz valamint az eredeti közeg sebességének hányadosa, a függőleges tengelyen a hordalék-koncentráció megváltozásának mértéke látható. (Kutai, 2014)

A következő bemutatott mintavevő eszköz az úgynevezett gyors-mintavevő (Nagy, 2013). Csőrlőre szerelve hídról, mérőcsónakról eresztik a vízbe. Az eszköz áramvonalas kialakítása révén minimális mértékben befolyásolja csak a környező áramlási viszonyokat, timonyai segítségével az áramlás irányával párhuzamosan áll be, ezáltal biztosítva az eszköz fejrészen lévő nyíláson keresztül a hordalékos víz beáramlását. A műszer testében egy hengeres tartály található, melyen keresztül a víz zavartalanul áramolhat keresztül egészen addig, míg a vízfelszínről mechanikai úton (zsinór) a tartály két végén található gömbcsapok elzárásra nem kerülnek. Az elzárás a retesz kioldása után a megfeszített rugóknak köszönhetően gyakorlati szempontból pillanatszerű, ezáltal a vízmintát

6.6. ábra: A sebességkülönbség által okozott hiba a hordalék-koncentráció értékében az átlagos szemcseméret függvényében (Garcia, 2008)



zavartalanak tekinthetjük. Hátránya a minta kis térfogata (0,2 l) valamint a mechanikai zárkioldás nehézkes megoldása a mérőcső-nakból.

6.7. ábra: Gyors mintavevő (Nagy, 2013)



A gyorsmintavevőnél kifinomultabb eszköz az általunk használt US P-61-A1 izokinetikus mintavevő, a „hal”. A műszer az amerikai mérnökhadtest fejlesztésében készült. Elnevezése a kialakítására utal, áramvonalas testével és hátsó részén található timonyokkal halra hasonlít. Az eszköz belsejében egy mintavevő tartály található melyet a fejrész lehajtásával lehet elérni és cserélni. A fejrészen beömlőnyílás található, amelyen az áramlást egy elektromos szeleppel lehet megengedni illetve elzárni. Beeresztés után a műszer az áramlás irányával ellentétes irányba áll ezáltal lehetővé téve a megfelelő vízminta vételezését. A szelep vezérlése a mérőcsőnkből történik, a speciálisan kialakított csörlőrendszer továbbítja az elektromos impulzust az a kezelőpaneltől az eszközig. Hátránya az elektromos rendszer érzékenysége, megfelelő, óvatos kezelést igényel valamint az egyedi amerikai szabvány szerint készült mérőtartályok beszerzése (Baranya et al., 2016).



6.8. ábra: US P-61-A1 mintavevő (Csiti, 2016)

A mérések során használatos izokinetikus eljárások közé tartozik továbbá az úgynevezett *szivattyús mintavevő*. Az eszköz egy egyszerű szivattyúból, valamint a hozzá csatlakoztatott szívócsőből áll. Vízbeeresztés során a szívócső fejrészének stabilitását illetve megfelelő irányba állását egy hozzá rögzített súllyal biztosítani kell. Megfelelő működtetése komoly odafigyelést igényel, a szivattyú teljesítményét minden esetben szabályozni szükséges, hogy a szivattyúzási sebesség a lehető legjobban megegyezzen a mintázott vízréteg sebességével, ezáltal biztosítva az izokinetikus mintavételt. Előnye, hogy a minta úrtartalma nincs korlátozva, egy mélységből bármennyi vízmintát kiemelhetünk. Hátránya a nehézkes üzemeltetés mellett az, ha a mintavételeket időpillanat alapján össze kívánjuk hangolni egyéb műszerek azonos pontban történt mérésével. Ebben az esetben számításba kell vennünk a minta szívócsőben történő haladási sebességét és annak időtartamát.

Egyéb kevésbé használt mintavevő eszközök a *palackos mintavevők*. Ezek alapelve a hidrosztatikai valamint a víznyomás kiegyenlítődésein alapul. Az eszköz a vízbe engedve az áramlási iránnyal ellentétes állásba kerül, majd a beömlő nyíláson keresztül a vízminta a tartályba kerül. Ilyen eszközök pl. az US DH szeria különböző modelljei (Kutai, 2014).

A mintavételezés után ügyelni kell a minták megfelelő tárolására, szállítására illetve a mihamarabbi laboratóriumi elemzés végrehajtására. Hosszú idejű tárolás esetén valamint a fényviszonyok függvényében a vízmintában lévő szerves anyagok összetétele, mennyisége változhat. Az organikus részekben gazdag vízminták esetén ez eltéréshez vezethet a tényleges valamint a mért hordalék-koncentráció megállapítása során.

6.9. ábra: Palackos mintavevő (Kutai, 2014)



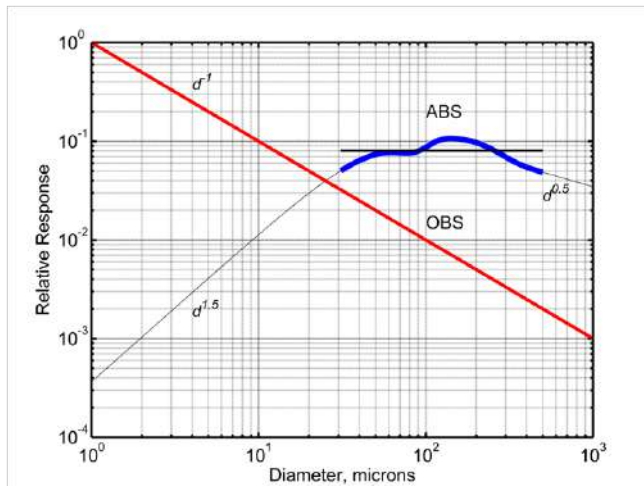
6.4 Indirekt hordalékmérési eljárások

Indirekt hordalékmérési eljárások során közvetlen vízmintavétel nélkül határozzuk meg a vízfolyás hordalékkal kapcsolatos paramétereit. Az ehhez használt eszközök a víz bizonyos fizikai tulajdonságait mérik meg, esetleg a műszer által kibocsátott jel megváltozását elemzik. Ezután empirikus, félempirikus összefüggések segítségével kalibrálhatóak a kinyert adatok, melyekből hordaléktöménységre, bizonyos esetben hordalék szemeloszlásra következtethetünk. Ezen módszerek elengedhetetlen része a kalibrációs folyamat, melyet az előzőekben bemutatott direkt hordalékmérések során kinyert adatokkal, mint referencia értékekkel végzünk. Az indirekt eszközöket alapvetően két nagy csoportra oszthatjuk; optikai és akusztikus műszerek (Csiti, 2016).

Az idők során az eszközök tesztelésével világossá vált, hogy mind az optikai mind az akusztikus módszereknek megvannak a maga korlátai, illetve szemcseméret függvényében eltérő megbízhatósággal használhatóak. Ennek oka a fény- és hanghullámok méretének jelentős hosszbeli eltérése, s az eltérő hullámhosszak révén, más-más módon reagálnak a kisebb illetve a nagyobb hordalékszemcséken való szóródásra, visszaverődésre. Az akusztikus eszközök nagyobb megbízhatósággal használhatóak durvább frakciók esetén, míg az optikai eszközök relatíve a finomabb frakciók vizsgálatában megbízhatóbbak. Erre a jelenségre mutat példát a 6.10. ábra. További információ a műszerek használhatósági tartományáról Agrawal (2016) forrásban található.

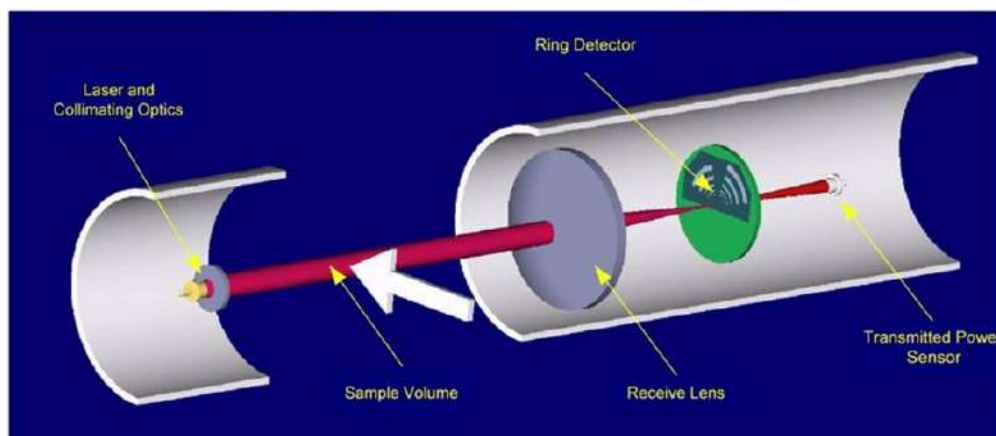
6.4.1 Optikai elven működő műszerek

Az optikai elven működő eszközök azon a fizikai jelenségen alapulnak, hogy a fényhullámok bármilyen közegben való haladása során, amennyiben a közegtől eltérő sűrűségű részecskével, másik közeggel találkoznak, eredeti haladási irányukat megváltoztatják. Ez a fénytörés jelensége. Amennyiben a fénysugár az eredeti irányától kis szögben tér el, szóródásnak, egyéb esetben visszaverődésnek



6.10. ábra: Az akusztikus és optikai eszköz relatív válasza a szemcseméret függvényében (Agrawal, 2016)

nevezzük a folyamatot. Az optikai eszközök az általuk kibocsátott fénysugaraknak a vízmintán áthaladás közben a mintában lévő részecskékkal történt kölcsönhatás során tapasztalható megváltozásait mérik, elemzik.



6.11. ábra: A LISST műszerek működési elve (Sequia Scientific Inc.)

– Lézerfény szóródásán alapuló műszerek

Alapvetően két nagy csoportot különböztethetünk meg működési elv szempontjából. Az első bemutatott csoport az úgy nevezett *kis hajlásszögű szóródást elemző műszerek*. Ezen műszerek működése a következő: Meghatározott hullámhosszú lézerfényt bocsátanak keresztül a mintázott térfogaton és a lézerfény szóródik a mintában lévő hordalékszemcséken. Ezt egy gyűjtőlencse segítségével koncentrikusan elhelyezett detektorgyűrűkre továbbítja. A szemcseméret függvényében történik a lézerfény szóródása (Mie-tétel), ezáltal más-más detektorgyűrűre eltérő mennyiségű fény jut. A gyűrűkön érzékelt fény mennyiségéből visszaszámolható az adott gyűrűhöz tartozó szemcseméret-tartomány relatív gyakorisága a mintában, így szemeloszlási görbét képes megállapítani. A mintában található szilárd anyag mennyiségére a kibocsátott, illetve a detektorokon érzékelt fény mennyiségének különbségéből következtet a műszer. Minél nagyobb a koncent-

ráció egy adott mintában, annál több fény nyelődik el kibocsátás és a detektálás helye között megtett úton. Ismert mintatérfogat (lézerfény úthossz) esetén az eredmények átszámolhatóak kezelhető koncentráció mértékegységre $[g/m^3]$, $[mg/l]$. Ezen az elven működnek az LISST-100X illetve LISST-Portable Xr műszerek (Csiti, 2016).

A LISST-100X műszer terepi mérések során közvetlenül a víz alatt képes végrehajtani méréseket. A műszer alapvetően tengeri áramlatok vizsgálatára lett kifejlesztve, így folyami környezetben fenntartásokkal használható csak. Átlagosan 3 másodpercenként végez egy mérést, így a hordalékviszonyok gyors időbeli megváltozásait nem képes megfelelően követni. Kialakítása nem áramvonalas, így nagyobb áramlási sebesség esetén ez megzavarhatja a mérések eredményeit.

A LISST-Portable a LISST-100X laboratóriumban használható változata. A műszer alkalmazása miatt a direkt módszerekhez nagyon hasonló, minthogy az elemzést előre vételezett vízmintákon végzi. Vizsgálati tartománya szélesebb, mint a 100X-é, egy-egy minta elemzése is precízebb, hosszabb időt igénylő folyamat, ezáltal az eredmények megbízhatóbbnak tekinthetők. A műszer alkalmazható indirekt módszerek kalibrálásához szükséges referenciamérések elvégzésére.



6.12. ábra: A LISST-100X műszer



6.13. ábra: A LISST-Portable Xr műszer

– Infravörös fény visszaverődésén alapuló eszközök

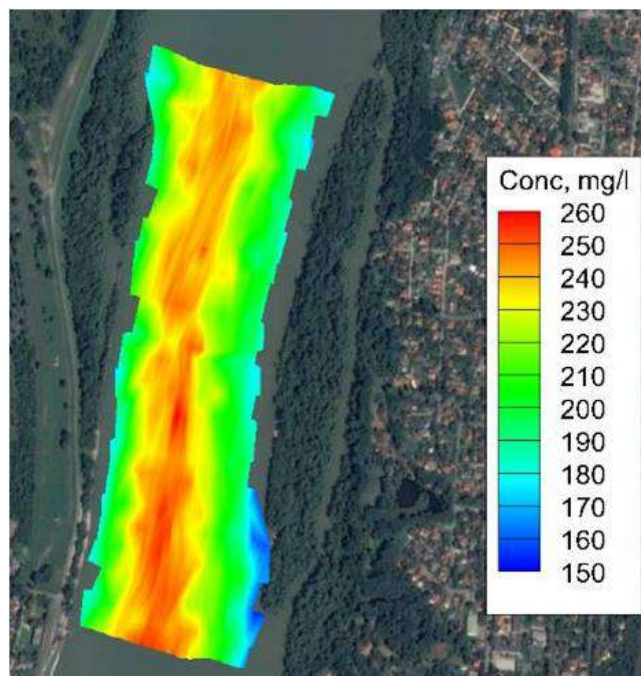
A visszavert fény elemzésén alapuló műszerek (OBS) azon az elven működnek, hogy az általuk kibocsátott infravörös sugárzás mekkora hányada jut vissza a műszerhez egy adott mintázási térfogatban (pontban) található hordalék szemcsékről. A visszavert fény erőssége és a minta hordalék-koncentrációja között kapcsolat állítható fel. Ezt a korrelációt leíró paramétert szükséges kalibráció során megállapítani, s minthogy ez az érték az átlagos szemcsemérettől nagyban függ, minden mérés előtt ajánlatos elvégezni a kalibrációt (Csiti, 2016).

Az eszköz működési elve a következő: A fejrészben elhelyezett adóból infravörös jeleket bocsát ki a műszer, majd a hordalék szemcsékről visszaverődő fénysugarakat fotodetektorokkal érzékeli. A detektorok a visszaérkező fénysugarakat azok mennyisége, erőssége függvényében elektromos jelekké alakítják át, melyet a műszer képes feldolgozni. A projekt mérései során használt Ponsel NTU zavarosságmérő, mint a nevében is jelölve van, nem hordalék-koncentráció értékeket mér, hanem zavarosság értékeket. Ezek a megállapított kalibrációs állandó segítségével alakítható át koncentrációértékekké.

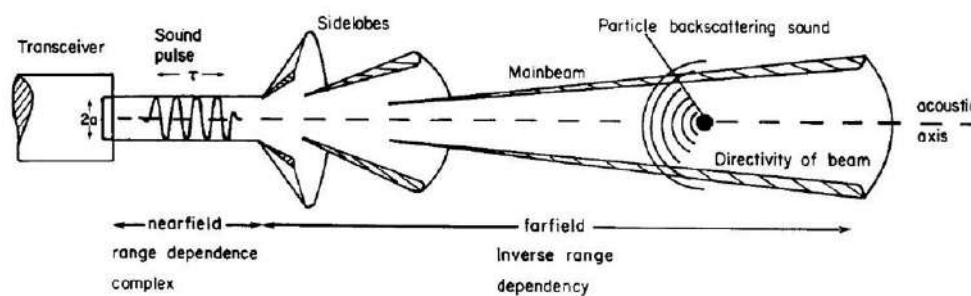
Az eszköz nagy előnye, hogy mind pontbeli rövid- és hosszú idejű mérésre, mind (mozgóhajós mérés esetén) térbeli koncentráció eloszlás megállapítására alkalmas.



6.14. ábra: A Ponsel NTU digitális zavarosságmérő műszer



6.15. ábra: Mozgóhajós OBS adatokból generált hordalék-koncentráció mező



6.16. ábra: Az akusztikus eszközök működési elvének sematikus ábrája

6.4.2 Akusztikus eszközök

Az akusztikus eszközök működési elve nagyon hasonló az optikaiakéhoz, azzal a különbséggel, hogy ebben az esetben a műszerek az általuk kibocsátott hanghullámok visszaverődését használják fel. Magas frekvenciájú (rövid hullámhosszú) hanghullámok visszaverődése megfelelő az apró méretű részecskék detektálásához. Az akusztikus eszközök használata mellett szól, hogy az egyes eszközök az optikaiakkal szemben nem csak pontbeli hanem profilmenti méréseket is képesek végezni. A visszaverődés erősségéből a koncentrációra, a visszaverődés idejéből pedig a szemcse detektortól mért távolságára következtethetünk.



6.17. ábra: A LISST-ABS műszer



6.18. ábra: A LISST-ABS szenzor fej

Az első bemutatott akusztikus eszköz a LISST-ABS. Működési elvét tekintve teljesen analóg a bemutatott OBS szenzorral, pusztán annyi különbséggel, hogy infravörös fény helyett nagyon magas frekvenciájú hanghullámot használ a vizsgálat során. Ugyanúgy pontbeli értékeket szolgáltat, azonban hasonlóan az OBS szenzorhoz, hosszú idejű pontbeli vagy mozgóhajós mezőszerű mérésre is alkalmas. A mintázott pont közel található a műszerhez (5cm), így az eszköz kalibrálása során a vízben történő hangelnyelődést nem kell számításba venni. Nagy előnye a műszernek, hogy magas koncentráció értékek esetén is megbízhatóan alkalmazható, kezelése egyszerű.

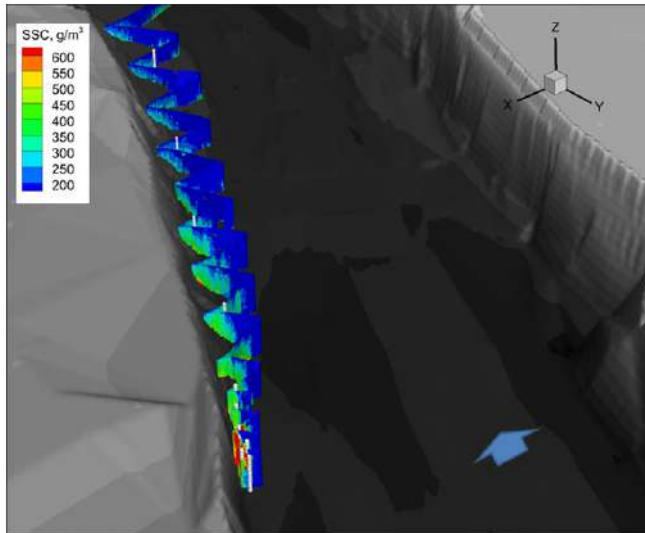
Bár nem erre a célra történt elsődlegesen a fejlesztése, de a korábbi fejezetekben bemutatott ADCP műszer is alkalmas lehet hordalék-koncentráció mérésére. Az eszköz a különböző mélységben található hordalékszemcsékről történő hangvisszaverődést használja sebességmérésre. A visszavert jel erősségéből a megfelelő kalibrációval hordalék-koncentráció értékeket (SSC) származtathatók. A kalibráció ebben az esetben azonban bonyolultabb, mint az ABS esetén, hisz itt a hanghullámok jelentős utat tesznek meg a víztérben, ezáltal annak különböző paramétereinek hatásait figyelembe kell venni a hanghullámok elnyelődése szempontjából. Maga a kalibráció a 6.7. úgynevezett Szonár-egyenlet alapján történik (Baranya és Józsa, 2013):

$$SSC = 10^{A+B \cdot (K_c(E-E_r)+2 \cdot (10 \cdot \log(R)+\alpha \cdot R))} \quad (6.7)$$

A kalibráció elvégzése után a visszavert jelerősség (EI) értékeiből profil menti hordalék koncentráció értékeket, mozgóhajós mérés esetén szelvény illetve térbeli hordalék-eloszlást tudunk vizsgálni.

6.4.3 Egyéb eszközök

Az indirekt eszközök bemutatásának elején kitértünk azok érzékenységére a különböző szemcseméretetek esetén. Ezen hiányosságok kiküszöbölése érdekében célszerű egyrészt párhuzamosan különböző alapelveken működő eszközöket működtetni, valamint kísérletek folynak olyan műszerek kifejlesztése érdekében melyek mindkét (akusztikus, optikai) eszköztípus előnyeit ötvözik. Ilyen műszer



6.19. ábra: Partmenti hordaléksóva vizsgálat (ADCP), 3D-s leképezése a hordalékszerkezetnek

– melynek fejlesztése még tart – a LISST-AOBS. A cél az, hogy a megfelelő szemcseméret-tartományban az annak legmegfelelőbb mérési eljárást alkalmazzuk (Agrawal, 2016).

6.5 Mérés folyamata

Néhány mondatban bemutatásra kerül egy tipikus hordalékmérési eljárás terepi kivitelezése. Elsődleges a mérés céljának megfelelő módszer kiválasztása, mind műszer mind terepi alkalmazás szempontjából. Magát a mérést végezhetjük a vízfolyást keresztező híd pályájáról, de célszerűbb mérőcsónak alkalmazása. Az utóbbi használata nem köti a mérés helyszínét adott folyószelvényhez (amely bizonyos mérések esetén kimondottan előnyös tud lenni) így nagyobb terület átfogó vizsgálata is elvégezhető. Vízre szállva alapvetően két fajta módszer különböztethető meg.

Állóhajós mérések esetén függélyek mentén történik a vizsgálat. Ezek a mérések általában a hordalékmező függőleges szerkezetét hivatottak elemezni, a függély mentén különböző mélységben vett minták valamint indirekt módszerek esetén hosszabb (30–90 s) idejű pontbeli mérések segítségével. Minthogy reprezentatív minták vételére csak állóhajós mérések során van lehetőség, minden olyan esetben amikor későbbi kalibráció, ennek megfelelően referencia minta szükséges, állóhajós mérést kell végezni. Abban az esetben is, ha maga a mérés a másik módszer használatát, a mozgóhajós módszert indokolná.

A *mozgóhajós módszer* lényege, hogy a mérőcsónakkal folyamatosan, akár kereszt-szelvény mentén, akár cikk-cakk vonalban nagyobb területet lefedve indirekt eszközök használata mellett, szelvény-illetve mezőszerű eloszlását vizsgáljuk a lebegtetett hordaléknak. Az ADCP műszert alkalmazva mozgóhajós mérés esetén, a hordalékmező 3D-s szerkezetének vizsgálatára is lehetőségünk nyílik. Minden alkalommal rögzíteni kell a mérési függélyek helyzetét valamint mozgóhajós módszer esetén a mérőcsónak útvonalát GPS

eszköz segítségével. Ez a később kiértékelt adatok beazonosítását valamint térinformatikai rendszerben történő elhelyezését teszi lehetővé. Fontos megjegyezni a megfelelő jegyzőkönyv lényegességét. Minden mintavétel illetve mozgóhajós mérés időpontját precízen rögzíteni szükséges.

6.6 Görgetett hordalékmérési eljárások

A görgetett hordalékviszonyok feltérképezése során elsősorban a szemösszetétel, illetve a hordalékhozam meghatározása a két leghangsúlyosabb paraméterek. Ezek mérésére több eljárás és eszköz ismert. A módszerek direkt és indirekt eljárások szerint csoportosíthatóak.

6.6.1 Fizikai mintavételezési eljárások

A fizikai mintavételezési eljárások direkt módszert jelentenek, ami során a görgetett hordalékot valamilyen módon csapdázva, az így elkülönített mintát pedig közvetlen módon elemezve kapható információ a hordalék összetételéről és mennyiségi tulajdonságáról. Általános jellemzőjük, hogy költségesebb és körülményesebb eljárások, mint az indirekt módszerek. Azonban a napjainkban még nem kiforrott, fejlődő indirekt eljárásokhoz képest megbízhatóbbak, illetve az indirekt eljárások validálásához folyamatos igény mutatkozik a direkt módszerek alkalmazására.

– Kosaras mintavevők

A legelterjedtebb indirekt mérési eszközök a kosaras típusú műszerek. Működési elvük alapja, hogy a kosár az uszonyuk segítségével mindig a nyitott száját folyásiránnyal szembe pozicionálja. A víz szabad átfolyását a kosár alvízi lyukacsos falkialakítása teszi lehetővé. A műszert a mederfenékre leengedve, a felszínen mozgó hordalékszemcsék a szájon átáramolva a kosárban csapdázódnak. Nemzetközileg legismertebb típusa a Helley-Smith mintavevő (6.20. ábra jobb oldal). Hazai fejlesztésű, de hasonló működési elvű műszer az ún. *Károlyi-féle görgetett hordalék mintavevő* (6.20. ábra bal oldal), amit Károlyi Zoltán fejlesztett ki. A műszereket általában daru és csörlő segítségével engedik le hídról, vagy nagyobb mérőhajóból.

6.20. ábra: A Károlyi-féle (bal) és a Helley-Smith típusú (jobb) görgetett hordalékmintavevő



A mintavevőket általában úgy alakítják ki, hogy a mintavevő befolyási oldalán a keresztmetszeti terület kisebb, mint a mintavevő

alvízi, kifolyási szelvényterülete. Ez a kialakítás a mintavevőn belüli sebesség esését eredményezi, ami a hordalék csapdázódását segíti elő (Helley és Smith, 1971). Az ilyen típusú mintavevőket nyomáskülönbségen alapuló mintavevőknek nevezzük.

A mintavevők segítségével, a mintavételi idő, a csapdázott minta tömege és a mintavevő szájnnyílása alapján a görgetett hordalékhozam az alábbi összefüggéssel számítható:

$$q_b = \frac{\Delta m}{\Delta t} \frac{1}{s}, \quad (6.8)$$

ahol q_b az egy méter szélességre vonatkoztatott fajlagos hordalékhozam [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$], Δm [kg] a csapdázott minta tömege és s [m] pedig a mintavevő befolyási peremének szélessége.

A mintavevők alkalmazásakor azonban az alábbi, tipikus problémák léphetnek fel:

- A műszer mederfelszínre való leengedésekor a mederanyag a mederből felkeveredhet és csapdázódhat a mintavevőben (túlgyűjtés)
- Egy rés alakulhat ki a meder és a mintavevő szája közt; illetve nagyobb görgetégek eltorlaszolhatják a nyílást, amelyek csökkentik a gyűjtési hatásfokot (alulgyűjtés)

Ezeknek a lehetséges problémáknak a hatását kutatók vizsgálják. A megbízhatóbb mérések céljából rugalmas aljú mintavevővel, irányító uszonyokkal, nagyobb gyűjtőzsákokkal, valamint fenék szenzorok- és víz alatti kamerák alkalmazásával próbálják eliminálni (Garcia, 2008). Illetve általánosan érvényes, hogy a nagyobb hibák kiszűrése céljából egy adott függvény görgetett hordalékhozamának mérésekor három mintavételezés történik, a mintavételi idő pedig legalább 15 perc.

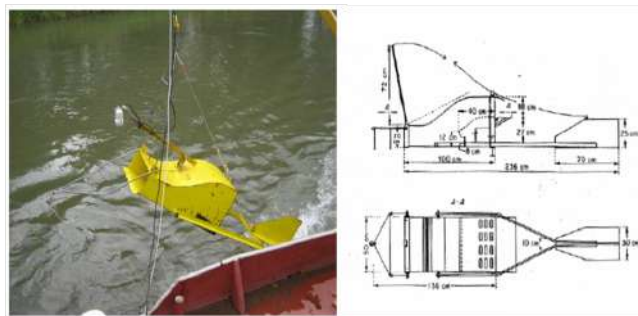
A Károlyi-féle mintavevő elsősorban a durvább hordalék ⁵ esetén alkalmazható megbízhatóan. Az eszköz viszonylag nagyméretű, acéllemezről készült, felső felén ívesen kialakított láda, súlya: 35 kg. A mintavevő láda hátfala fele részben lenyíló ajtóval rendelkezik, így a víz egy terelőlemez felett szabadon áramlik a készüléken keresztül elősegítve a hordalék ládába jutását. A láda alsó része zárt, a bekerült hordalék itt halmozódik fel. Az eszköz felszerelhető egy víz alatti kamerával, ami nagyban megnöveli a mintavételezés megbízhatóságát, de ez csak tisztább vízű vízfolyásoknál alkalmazható. A kamera segítségével figyelemmel kísérhető a mintavevő leeresztésének folyamata, a mederfenékre történő leérkezése, valamint a csapdázódás folyamata. Így pontosítható az az időtartam, ami alatt a görgetett hordalék ténylegesen bejutott a műszerbe (Kulcsár, 2013).

⁵ kavicsmeder, pl. magyarországi Duna felső szakasza

- Árkos- és vályús mintavevők

Költségesebb és nagyobb infrastruktúrát igénylő eljárások az árkos- és vályús mintavevők alkalmazása (Garcia, 2008). Működési elvük lényege, hogy a egy árkot kell létesíteni a csatorna

6.21. ábra: A kavicsmedrű folyószakaszokon használt Károlyi - féle görgetett hordalék mintavevő



medrébe úgy. Az árkok kialakítása lehet egyszerű csapdázás célú, de kiterjeszthető mérő és adatrögzítő funkciókkal is. Előnyük a minták magas fokú reprezentativitása. Hátrányuk viszont, hogy elsősorban kisebb vízfolyás-okon alakítható ki és üzemeltethető, de azokon is meglehetősen költségesen. Hazánkban ez az eljárás nem elterjedt.

6.6.2 Indirekt eljárások

Azokat az eljárásokat, amelyek során nem történik közvetlen kapcsolat a mérőműszer és a görgetett hordalékszemcsék között, indirekt módszereknek nevezzük. Ilyen eljárásoknál nem közvetlen mintavételezés megy végbe, hanem a hordalékmozgásról közvetett módon gyűjtött információ mérése és feldolgozása történik. Ilyen módszer pl. a medermozgás nyomon követése akusztikus technikák, ill. rádiós nyomkövetés alapján. Ezek a technikák folyamatos fejlődése figyelhető meg, azonban még megbízhatóságuk nem teszi lehetővé a direkt módszerek kiváltását. Nagy előnyök viszont, hogy a direkt eljárásokhoz képest jelentősen nagyobb tér- és időfelbontásban mérhető a görgetett hordalékmozgás.

Napjainkban, a direkt és indirekt mérési módszerek együttes, egymást kiegészítő alkalmazása figyelhető meg. A direkt mérési eljárások nagy megbízhatóságát kihasználva pontbeli megbízható görgetett hordalékmérések végezhetők el. A direkt eljárások alapján kalibrált és validált indirekt módszerek pedig lehetőséget biztosítanak nagyobb tér- és időbeni, elsősorban kvalitatív elemzésekre.

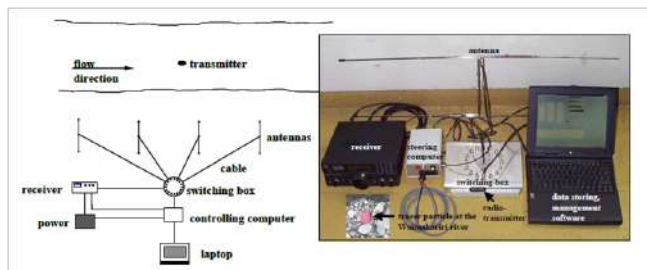
– Rádiós nyomkövetők

Az egyik legelterjedtebb indirekt eljárás a nyomkövetők használata. Az eljárás lényege, hogy kavicsszemcsék pályájának követése valósul meg indirekt módon. Több évtizedes múltja alatt folyamatos fejlődése figyelhető meg. Einstein laboratóriumi körülmények között festett részecskéket használt, hogy megfigyelhesse a mederanyag áramlási útját (Einstein et al., 1950). Később előtérbe kerültek a radioaktív nyomjelzők, majd a fluoreszkáló és mágneses nyomjelzők segítették a hordaléktranszport mérését (Liedermann et al., 2013).

Később a nagyfrekvenciájú rádiós-táv mérő berendezés eljárások alkalmazása is életbe lépett. Az alábbi ábrán láthatóak a

rendszer elemei, ami egy jeladó, antennák, kábelek, egy összekapcsoló doboz, jelvevő, vezérlő számítógép, jegyzőkönyv és az energiaellátás elemei. Az elemmel működtetett rádiós jeladókat természetes vagy mesterséges kavics részecskékbe kell helyezni. Ezután, a kavicsba helyezett jeladó a beállítástól függő frekvenciával bocsát ki jelet, amit megfelelő jelvevővel érzékelve, a kavics pozíciója meghatározható. Ilyen módon a kavics pályája nyomon követhető. A rádiós nyomkövetők főbb tapasztalatai a következők:

- A kavicszemcsék nyomon követése jelentősen hozzájárul a görgetett hordalék transz-port vizsgálatához.
- Az egyes szemcsék áramlási pályái feltérképezhetők.
- A morfordinamikai folyamatok megértéséhez nagyban hozzájárulnak.



6.22. ábra: Rádiós nyomkövető rendszer

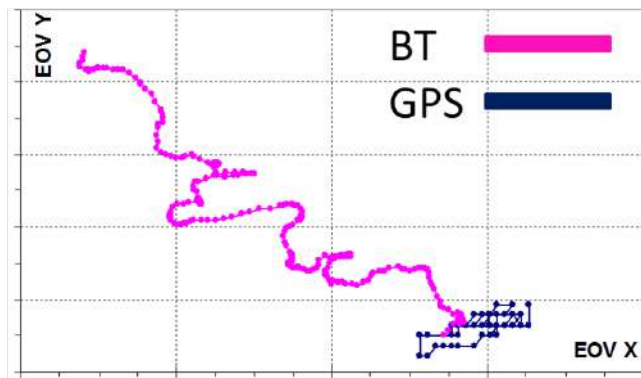
- Akusztikus alapú görgetett hordalékmérés

Az akusztikus műszerek elsődleges alkalmazási területe az áramlási viszonyok (pl. ADCP)-, illetve a víz-mélység (pl. többsugaras mélységmérő műszerek) indirekt mérése. A műszerek működése korábbi fejezetekben került ismertetésre. Az elsődleges funkciójukon túl, az ADCP és a Multibeam Echosounder (többsugaras mélységmérő) műszerek alkalmazásával lehetőség nyílik a fenék közeli hordalékmozgás sebességének közelítésére.

Az ADCP műszer működési elvének lényege, hogy a műszer által kibocsátott jel frekvenciája a víztestben úszó lebegő részecskékről visszaverődve, a részecskék sebességének nagyságától és irányától függően megváltozik. Ez alapján, a frekvencia megváltozásából a részecskék sebessége, vagyis az áramlási sebesség számítható. Ez az eljárás alkalmazható a mederfenéknél is. Amennyiben a meder felszínén nem történik hordalékmozgás, akkor a nyugalomban lévő mederanyagról visszaverődő jel frekvenciaváltozásából a mérőcsónak mederfenékéhez képesti sebessége számítható. Ezt az eljárást nevezzük *Bottom Track*-nek, vagyis a mérőhajó pozíciójának mederkövetéssel történő meghatározását. Azonban, ha a meder mozgásban van, a visszavert jel frekvenciaváltozásából számított sebesség a hajó és a meder mozgásának együttes hatásaként, azok relatív sebességét adják. Abban az esetben, ha a hajó abszolút sebessége GPS műszer használatával meghatározható, vagy a mérőhajó nincs mozgásban, a

mederfelszínről visszavert jelből számított sebességből a meder közvetlen felszínén történő hordalékmozgás sebessége meghatározható. Erre mutat példát a 6.23. ábra. Rózsaszín vonal mutatja a hajó útjának Bottom Track-kel való becslését. A sötétkék pontok mutatják a hajó tényleges, GPS-szel meghatározott helyét. A két eljárással becsült pozíció a medermozgás miatt nem egyezik meg.

6.23. ábra: A mérőhajó útvonala a Bottom Track (rózsaszín) és a GPS (sötétkék) alapján. A BT alapú pozíciók a mérőhajó felvízi irányba való elmozdulását jelzik a GPS útvonalhoz képest, ami a medermozgásból adódik.



Az eljárás szerint, a pillanatnyi mederfelszínen tapasztalható hordalékmozgás sebessége az alábbi összefüggés szerint számítható (Rennie et al. (2002); Rennie és Villard (2004); Gaeuman és Jacobson (2006); Gaeuman és Rennie (2006)):

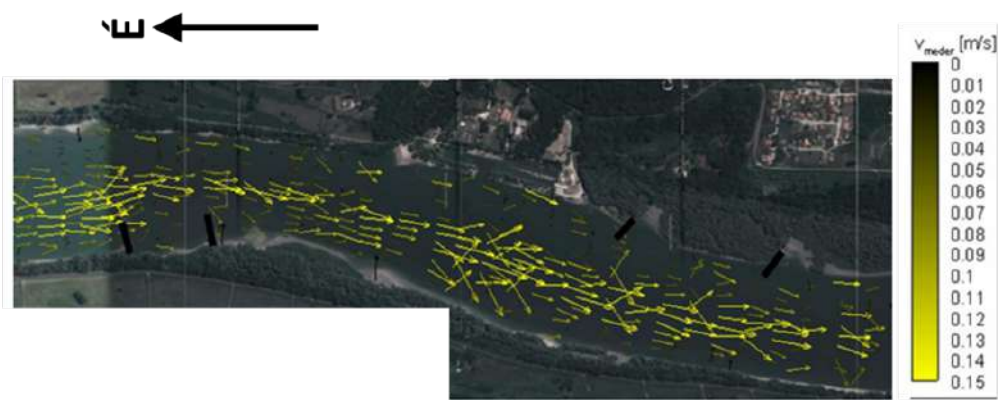
$$v_b = v_{GPS} - v_{BT}, \quad (6.9)$$

ahol v_b [m/s] a meder közvetlen felszínén történő hordalékmozgás sebessége, v_{GPS} [m/s] a GPS pozíciókból számított, tényleges mérőhajó sebesség és v_{BT} [m/s] a Bottom Track funkcióval számított mérőhajó sebesség.

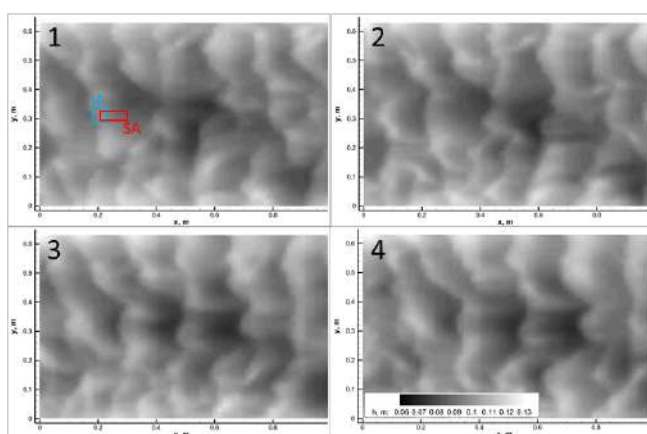
Az ADCP műszer így indirekt módon alkalmas a mederfenék felszínén megfigyelhető hordalékmozgás sebességének becslésére. Az eljárás alkalmazásánál fixhajós ADCP mérés esetén $v_{GPS} \approx 0$. A Mederdomborzati felmérések c. fejezetben már ismertetett, a Duna 1672-1676 fkm közötti, Sződliget térségében végrehajtott mozgóhajós ADCP mérésből számított mederfenék közeli hordalék sebességének eloszlását mutatja a 6.24. ábra. (Fleit, 2013)

Ahogy az a korábbi fejezetekben bemutatásra került, a Multibeam Echosounder (többsugaras mélységmérő) műszer a nagyon magas felbontásának köszönhetően olyan medertérképek előállítására nyújt lehetőséget, hogy a meder felszínén mozgó mederformák, pl dűnék könnyen beazonosíthatóak. A 6.25. ábra a műszer egy laborkísérlet során való alkalmazásával kapott, különböző időpontokból származó mederszint térképeket mutatja. Az ábrán a színezés segítségével a dűnék azonosíthatóak.

Egy kiválasztott mederszakasz adott időközönként történő felmérésével a dűnék helyzetének változása vizsgálható (6.25). Az



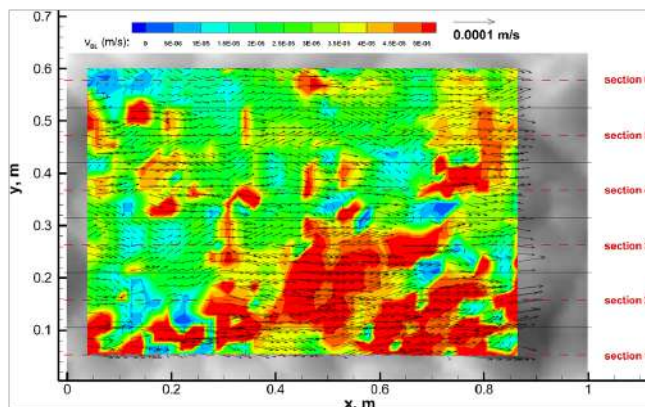
6.24. ábra: Mederfenék közeli hordalékszemcsék sebesség-eloszlása a Duna Sződligeti térségében, árvíz ($Q = 6200 \text{ m}^3/\text{s}$) idején (Fleit, G., 2013)



6.25. ábra: Laborkísérlet során, többsugaras mélységmérő műszerrel mért mederszint térképek. (Muste, 2016)

így előállított medertérképekre a Vízhozam mérési eljárások c. fejezetben ismertetett ún. Large-Scale Particle Image Velocimetry (LSPIV) eljárást alkalmazva, a dűnék mozgási sebessége határozható meg. A 6.25. ábrán látható medertérképekre alkalmazott LSPIV eljárással előállított dűne sebességmezőt a 6.26. ábra mutatja.

6.26. ábra: LSPIV eljárással kapott sebességmező (Muste, 2016)



A fentiekben bemutatott eljárások alapján az ADCP és többsugaras mélységmérő műszer is alkalmas görgetett hordalék mozgását jellemző sebesség becslésére. A két eljárással kapott sebességek között azonban fontos különbséget tenni. Amíg az ADCP műszer a meder felszínén görögve és pattogva mozgó szemcsék sebességét becsli, addig a többsugaras műszerrel a dűnék gerincének mozgási sebessége közelíthető.

A hordalék sebességének ismeretében az alábbi összefüggéssel közelíthető a fenék közeli fajlagos hordalékhozam (Muste et al., 2016):

$$q_b = (1 - \alpha_p) v_b d_s \rho_s, \quad (6.10)$$

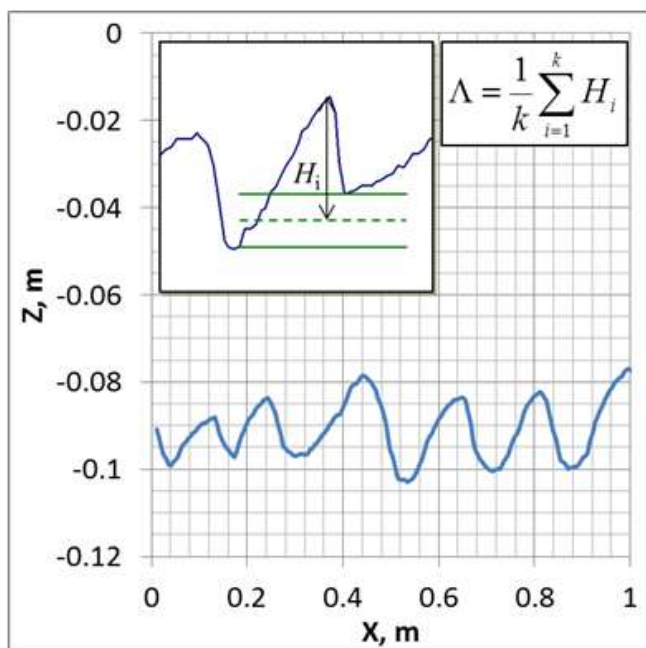
ahol q_b az egy méter szélességre vonatkoztatott fajlagos hordalékhozam [$\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$], α_p a porozitás⁶ [-], ρ_s [kg/m^3] a hordalék sűrűsége⁷, d_s [m] a hordalékmozgás rétegvastagsága és v_b [m/s] a fenék közeli hordalékmozgás sebessége.

A gyakorlatban sem a rétegvastagság sem a porozitás nem mérhető közvetlenül, de elfogadható határok közt közelíthetőek. A 6.10. képlet alkalmazható az ADCP és a többsugaras mélységmérő műszerek esetén is. Többsugaras mélységmérő eljárás esetén a módszertant *Acoustic Mapping Velocimetry*-nek (AMV) nevezzük. Ebben az esetben az összefüggésben v_b a dűnék vándorlási sebességével, d_s pedig a $\Lambda/2$ -vel egyezik meg, ahol Λ a mederforma magassága, vagyis az átlagos dűnemagasság (6.27. ábra).

ADCP műszer alkalmazása esetén az egyenletbe behelyettesített v_b érték a (6.9.) egyenletből számított fenék közeli hordalék sebessége, míg d_s értéke a hordalékmozgás tényleges rétegvastagsága. Ennek becslésére a szakirodalomban több eljárás is található. A legelterjedtebb (Einstein et al., 1950) (6.11.) és

⁶ szakirodalom alapján értéke 0,3 – 0,4

⁷ jellemző értéke 2650 kg/m^3



6.27. ábra: Az átlagos dűnemagasság számításának módja, ahol k a dűnék darabszáma, H_i pedig egy dűne hullámmagassága (Muste, 2016)

(Van Rijn, 1984) (6.12.) összefüggések szerint:

$$d_s = 2D_{50} \quad (6.11)$$

illetve

$$d_s = f(D_{50}; u_*), \quad (6.12)$$

ahol D_{50} a szemeloszlási görbe 50%-ához tartozó szemcseméret és u_* a fenékcúsztató sebesség.

7. fejezet

Mederanyag mintavételi és értékelési eljárások

7.1 Bevezetés

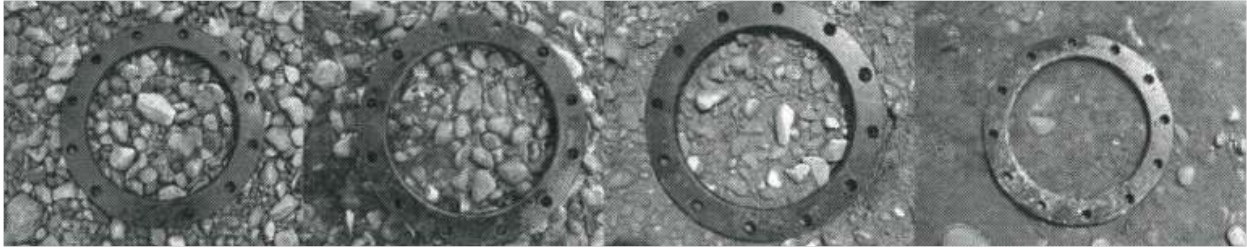
A projekt keretein belül a terepi mérések során mederanyag mintavételi, illetve mederanyag vizsgálati eljárások tesztelésére került sor. Az alábbi fejezetben az alkalmazott eljárások kerülnek bemutatásra.

7.2 Mérési eljárások

Beágyazott medernek nevezzük azt a meder rétegzettségű formát, amikor a meder anyagának nagyobb szemcséi eltakarják a finomabb mederanyagot. Ez a tulajdonság külső és belső beágyazódásra osztható. A mederanyag pórusaiba finom szemcsék lerakódását nevezzük belső beágyazódásnak, míg a mederfelszínre történő lerakódást nevezzük külső beágyazódásnak (Schälchli et al., 2002). A belső beágyazódás csökkenti a meder pórustérfogatát, így feltölti a mederanyag alsó rétegét. Ennek következményeképp csökken a mederanyag áteresztőképessége, ami csökkenti az oxigén fluxusát. A külső beágyazódás instabil mederfelszín kialakulásához vezet, ami ugyancsak a mederanyag áteresztőképességének és az oxigén fluxusának csökkenését okozza. A beágyazódás geometriai kritériuma szerint a lerakódó szemcse méretének függvényében vagy a pórusokon való áthaladás, vagy a pórusokba való beékelődés mehet végbe (Noack, 2005). Schälchli et al. (2002) szerint a finom szemcsék jelentős lerakódásának negatív hatásai vannak a természetes élőhelyekre.

A finom szemcsék kis stabilitásúak, ezért befolyásolják a lerakódás mértékét, ami közvetlenül változtatja meg az élővilág környezetét. A finom szemcsék felhalmozódása a mélyebb zónákba való beszívargás mértékének csökkenéséhez vezet, ami az oxigén csökkenését is okozza. A kavicságyban ívó halfajok és bentoszok számára az elegendő oxigén a túlélés egy kritikus feltétele. A makrozoobentosz számára értékes élőhelyek a meder mélyebb, közbelső tere, amit a finom szemcsék könnyen el tudnak tömíteni,

illetve fel tudnak tölteni. A 7.1 különböző szintű beágyazottságot szemléltetnek.



7.1. ábra: Különböző mértékű beágyazottság szemléltetése (Eastman, 2004)

A halivadékok – mint pl. a Norvégiában gyakori lazacfélék esetében is – a több oldali megközelíthetőség miatt inkább a pórusokat kedvelik, ezért ez a tanulmány a belső beágyazódásra fókuszál, ahol a finom szemcsék felhalmozódásának növekedése Finstad et al. (2007) szerint negatívan befolyásolja a halivadékok természetes élőhelyét.

7.2.1 A Finstad eljárás

A beágyazódás leírása és mértéke, valamint a meder összetételének halivadékok élőhely szempontú minősítése szoros kapcsolatban áll a finom hordalék lerakódásával és felhalmozódásával, illetve hiányával, amik befolyásolja az ivadékok menedékeit. Ezt szem előtt tartva, Finstad et al. egy egyszerű és gyors eljárást dolgozott ki a mederanyag és beágyazottság értékelésére, a lazacfélék számára lehetséges pórusok mérése céljából.

Egy gumicső segítségével a menedékhelyek felmérhetők és könnyen osztályozhatóak. 2007-ben természet közeli csatornában végeztek kísérleteket, ahol búvóhelyeket kerestek különböző méretű¹ csövekkel (Finstad et al., 2007). Az egyes csöveket a szemcsék közti üregekbe próbálták behelyezni. Amennyiben az adott méretű cső legalább 3 cm mélyen be tudott hatolni, az üreg menedékhelyként regisztrálásra került. Minden üreg minden egyes csővel történő behatolásnál rögzítésre került, például az Y jelű üregbe három különböző méretű csővel való behatolás esetén háromszor kerül regisztrálásra. A mérés során a szemcséket és a mederanyag szerkezetét zavartalan állapotára ügyelni kell. Minden csövön különböző jelölőket helyeztek el, az üregek osztályozhatósága céljából. Ezért három osztály került meghatározásra a menedékhelyek mélységük szerinti csoportosításához: 3, 7, és 12 cm. Ezek alapján három jelölővel láttak el minden mérőcsövet. A 13 mm átmérőjű cső szolgáltatta a legjobb opciót a halak menedékhelyének feltérképezésére, és erős korrelációt mutatott a különböző életkorú halivadékok számával. Ezért ez a tanulmány a 13 mm átmérőjű csővel végzett mérések eredményeit dolgozza fel. A következő ábra a mérés során használt gumicsövet (PVC cső) mutatja be (7.2. ábra). A csövön látható a három mélység (3, 7 és 12 cm), vagyis a három kategória

¹ 5, 10, 13, 16 és 22 mm átmérőjű csövekkel

(I., II. és II. osztály) szerinti jelölés.



7.2. ábra: Gumicső a mélységjelölővel és a fakere a háttérben

A mederfelszínre helyezett menedékhely sűrűséget egy 50 cm-es oldalhosszúságú, négyzet alakú fakereken belül mérték. Ezen a 0,25 m² -es területen végezték el a menedékhelyek felmérését, pl. az egyik sarokból kiindulva az átlellenes sarok felé haladva. A következő ábrákon a fakere (7.3) és a műanyag cső mérés közben látható (7.4 és 7.5).

A következő ábrák (7.4 és 7.5. ábrák) különböző mélységű üregek mérésére mutatnak példát. A menedékhelyek mélysége a csövön elhelyezett jelölők segítségével határozhatóak meg.

A Finstad eljárás során nem szükséges az üregek pontos mélységének meghatározása. Az üregek mélységük szerinti kategorizálása azonban további információt szolgáltat az élőhelyről. A mérőcsövön lévő jelölők az üregek gyors hozzávetőleges észlelését teszik lehetővé, ami könnyen dokumentálható. Az üregek rögzítésére mutat példát a 7.1 táblázat.

Minta száma	Mérést végző	Folyó	I. Kategória	II. Kategória	III. Kategória
1	Marcell	Gaula	6	4	0

Az üregek felmérése után a mederfelszínről szedett szemcsék további vizsgálaton estek át az NTNU Hidraulikai és Környezetmérnöki Tanszék Laboratóriumában.

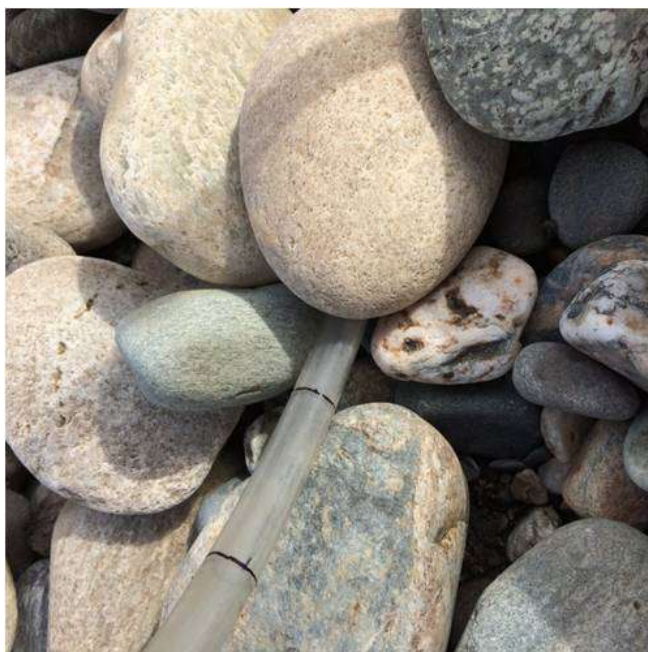
7.1. táblázat: Példa az üregek dokumentálására

7.2.2 Szemösszetételi vizsgálat

Vízfolyások hordalékjellemzőjének értékelése céljából elengedhetetlen direkt minták vétele és laboratóriumi elemzése. A mederfelszín szemösszetétele függ a vizsgált pont elhelyezkedésétől, vízszín esésétől, a folyó morfológiai jellemzőitől és a vízjárási jellemzőktől. A szemösszetétel vizsgálata lehetőséget biztosít inhomogén minta



7.3. ábra: A fakeret a mérésre kijelölt felületre helyezve



7.4. ábra: I. kategóriába sorolt üreg felmérése



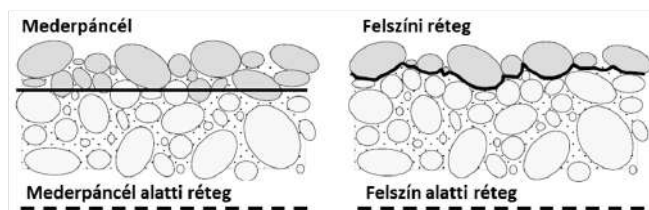
7.5. ábra: II. (bal ábra) és III. (jobb ábra) kategóriába sorolt üreg felmérése

szemeloszlásának elemzésére. A szemösszetétel továbbá a hordalék-transzport modellek paraméterezésénél elengedhetetlen adat, ami a szemösszetételi vizsgálatok szükségességét nyomatékosítja.

Mintavételi eljárások

- Felszíni mederanyag mintázási eljárás

A durva szemösszetételű mederanyagú mederfelszínek alapbesorolását illusztrálja a 7.6. ábra (Bunte és Abt, 2001).



7.6. ábra: Durva szemösszetételű meder rétegtana (Bunte és Abt, 2001)

A vizsgálat első lépése reprezentatív minták gyűjtése a folyó meder anyagából. Tulajdonképpen kétféle eljárás létezik minták gyűjtésére: *térfogati mintázási* és *felületi mintavételezési* eljárások.

A térfogati mintázás egy adott, vizsgálandó réteg alapján kerül meghatározására, ami a mederanyag felszín alatti rétege feletti részét jelenti (7.6. bal ábra). Az eljárás száraz és vízzel borított mederrész esetén is alkalmazható. Ezzel szemben, a felületi mintavételezési során pusztán a szabad felszínről látható szemcsék vonal, vagy adott felület menti számítása történik (7.6. jobb ábra). Eredménye a mederfelszín szemeloszlási görbéje, ami a kavicsszemcsék száma alapján kerül meghatározásra; szemben a térfogati eljárással, ahol a szemeloszlási görbe egy adott térfogatú minta frakcióinak súly szerinti részaránya kerül meghatározásra. Korábbi tanulmányok (Jocham, 2010) javaslatai alapján a bemutatott tanulmányban száraz térfogati mintázási eljárás került alkalmazásra. A Gaula és Lundesokna folyókból gyűjtött minták az NTNU Hidraulikai és Környezetmérnöki Tanszék Laboratóriumába kerültek további vizsgálat céljából. Az eljárás lépéseit az alábbi pontokban foglaltuk össze:

- A folyómeder azon részeinek kiválasztása, ahol a búvóhelyek valószínűségének meghatározására szükséges. Ajánlott a vízszinthez a lehető legközelebb eső mederszintek felmérése
 - A fakeret véletlenszerűen elhelyezése a kiválasztott területen belül
 - Fénykép készítése a fakereten belüli mederfelszínről zavartalan állapotában
 - A búvóhelyek felmérése a fakereten belül, átlós irányban a 13 mm átmérőjű mérőcsővel
 - A búvóhelyek osztályozásuk szerinti dokumentálása
 - A fakereten belüli mederrész felszíni rétegének kiásása a legnagyobb felszínen megtalálható szemcse méretével megegyező mélységig, és a minta azonosítóval ellátott zsákba helyezése
 - Fénykép készítése a fakereten belüli, felszín alatti réteg felszínéről, a felszíni réteg eltávolítása után
 - A felszíni rétegminták laboratóriumba szállítása
 - Az egyes minták külön-külön szárítása és szitálása a laboratóriumban, valamint az adatok dokumentálása és értékelése
- Fagyasztásos mintavétel

² freeze panel sampler - FPS

A fagyasztótárcsás mintavevő² felszín közeli rétegből történő, teljesen zavartalan mintavételezését teszi lehetővé. Egy általános kialakítás szerint az FPS egy kör alakú lemez, ami a lemez alsó felületén történő folyékony nitrogén elpárologtatásával működik. A lemez alsó lapjának szegélyén szivacsgyűrű található, aminek funkciója a lemez mederfelszínre gyakorolt súlyának egyenletes eloszlásának biztosítása, biztosítva ezzel a körlemez mederfelszínre gyakorolt egyenletes nyomáeloszlását és limitálását (7.7. ábra).

7.7. ábra: Fagyasztótárcsás mintavevő alkalmazás közben



Emellett a szivacsgyűrű lehatárolja a lefagyasztható mederrészt, a hűtési energiaveszteség csökkentése, valamint a finom mederanyag kimosódás meggátolásának érdekében. Valamint a szivacsgyűrű növeli az ellenállást a mintavételezés alatt, hiszen az általa leárnyékolta mintázandó területen minimális az áramlás. Egy mintázás során az eszközt körültekintően a mederfelszínre

kell helyezni, majd kb. 35 liter folyékony nitrogén párologtatása történik, nagyjából 25 percig (7.8. ábra). Ennek hatására a párologtató lemez alatt korong alakú fagyott minta képződik, amit ki lehet emelni a mederfenékről. Olvasztással a minta leválasztható a párologtató lemezről. A minta szállításának legalkalmasabb módja a minta vízáteresztő és homokágyas dobozba helyezése (Niederreiter és Steiner, 1999).



7.8. ábra: Fagyasztásos mederanyag mintavétel

Mederanyagminták laborvizsgálata Bár egy kavics három egymásra merőleges tengely alapján, mint egy 3D alakzat írható le³, az egyszerűbb kiértékeléshez szükséges a szemcsék egy változóval való jellemzése. Például azzal a szitamérettel, amin az adott szemcse fennmarad, vagyis a *b*-tengellyel. A nagyobb szemcséjű minták jellemzése céljából leggyakrabban alkalmazott eljárás általában a mechanikai szitálás, ami alkalmas a minták további vizsgálatokhoz szükséges jellemzésére (Krumbein et al., 1938). Habár a szakirodalom szerint a méret szerinti osztályozási rendszerek különbözőzhetnek (vagyis az alkalmazott sziták lyukmérete), ebben a tanulmányban a Wentworth skála része került alkalmazásra. Ezt a 7.2. táblázat ismerteti.

Az 1 mm alatti szemcséket közösen osztályozva finom mederanyagként osztályozandók. A bemutatott eljárás a szemcsék kategorizálásának egy lehetséges és alkalmas módja, mivel a bűvőhelyek képződése a mederanyag szemösszetételétől is függ.

³ leghosszabb kiterjedése az *a*-tengely mentén, köztes hossz a *b*-tengely irányába és a legrövidebb a *c*-tengelyen értelmezhető

7.2. táblázat: Wentworth skála – részlet
(Bunte és Abt, 2001)

Jellemző szemcseforma		Méretosztály
Szikladarab		>256
Folyami kavics	nagy	128-256
	kicsi	64-128
Sóder	nagyon durva	32-64
	durva	16-32
	közepes	8-16
	finom	4-8
	nagyon finom	2-4
Homok	nagyon durva	1-2
	finom	<1

A laboratóriumban történik a minták további elemzése. Először a minta tömegének eredeti, majd speciális szárítószekrényben történő szárításuk után a száraz tömegének lemérése szükséges (7.9. ábra bal oldal). A szárítószekrény 110 °C-ra fűti fel a belső terét és órákon át tartja ezt a hőmérsékletet, amíg a szemcsék nedvessége elpárolog. Az átlagos szárítási idő általában 2-4 órát vesz igénybe.

7.9. ábra: Szárítószekrény (bal) és a szitasor a rázógépen (jobb)



A laboratóriumi elemzés utolsó lépése a minták külön-külön történő szitálása. A rázógéppel a szitálás folyamata automatizálható (7.9. ábra jobb oldal).

Az alkalmazandó négyzethálós szitákból látható két darab a 7.10. ábrán. Az alkalmazott lyukbősségek a következők voltak: 64, 32, 16, 8, 4, 2 és 1 mm, valamint egy alsó, a finom mederanyagot felfogó tálca. Ezután az egyes szitákon fennmaradt szemcsék össztömegének mérésére került sor, az egyes szemcseméret osztályhoz tartozó tömeg meghatározása céljából.

7.10. ábra: Különböző lyukméretű sziták (bal) és egy Wentworth sablon (jobb)



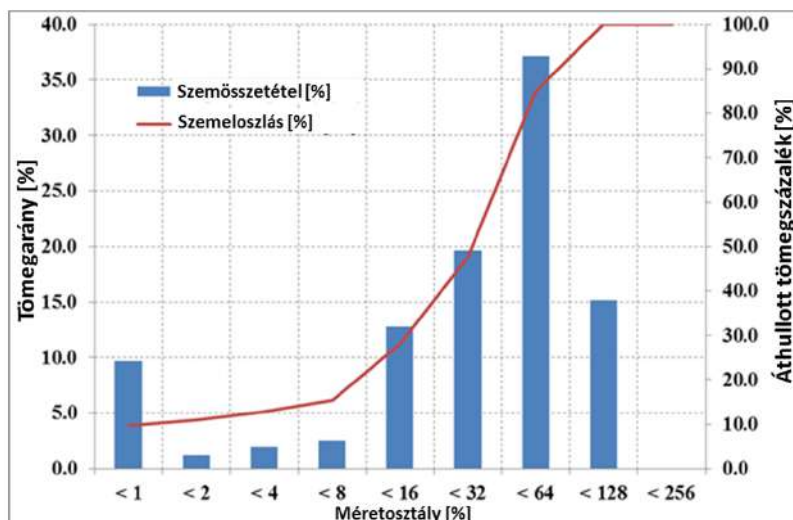
A 64 mm-nél nagyobb szemcséket egy Wentworth sablon segítségével mértük le, ami a laboratóriumban 2010-ben készült el (7.10.

Méretosztály [mm]	Tömeg [g]	Tömegarány [%]	Kumulált tömeg [g]	Kumulált tömegarány [%]
<1	1920	9,7	1920	9,7
1-2	240	1,2	2160	10,9
2-4	380	1,9	2540	12,8
4-8	510	2,6	3050	15,3
8-16	2540	12,8	5590	28,1
16-32	3900	19,6	9490	47,7
32-64	7380	37,1	16870	84,9
64-128	3010	15,1	19880	100,0
128-256	0	0,0	19880	100,0
Összesen	19880	100		

7.3. táblázat: Példa egy minta szemösszetételének számítására

ábra jobb oldal). Ez a sablon a mintákban található nehezebb kődarabok meghatározásában, illetve a 64–128 mm és a 128–256 mm közötti tartományok osztályozásánál segített.

Szemösszetétel meghatározása A laboratóriumi vizsgálatok során a vizsgált minták az előre meghatározott kategorizálás szerint kerülnek osztályozásra és lemérve. A frakciók szerinti tömegek meghatározása alapján az egyes frakciók tömegének részaránya, vagyis a teljes mintában értelmezett gyakoriságuk számítható. A 7.3 táblázat egy minta kategóriánként vett frakciók tömegét, részarányát %-ban kifejezve, valamint azok kumulált értékeit mutatja. A 7.11. ábra a 7.3. táblázatban számított értékekből szerkesztett szemösszetéti és szemeloszlási görbét mutatja be.



7.11. ábra: Szemösszetéti és szemeloszlási görbe – példa

7.3 Eredmények

A projekt keretein belül, a Lundesokna és a Gaula folyókból vett mederanyag mintákon az NTNU Laboratóriumában végezték el a

szemcseméret elemzéseket. a 7.4. táblázat mutatja be a mintavételi eljárások számát és helyüket.

7.4. táblázat: Mintavételek dokumentációja

Mérés típusa	Gaula	Lundesokna
Fagyasztásos mintavétel	1	1
Finstad eljárás	4	0
Felszíni mintavétel	3	0

7.3.1 Finstad eljárás eredményei

A Gaula folyóban végzett búvóhely felmérése során megállapított búvóhely kategorizálását az 7.5. táblázat mutatja be.

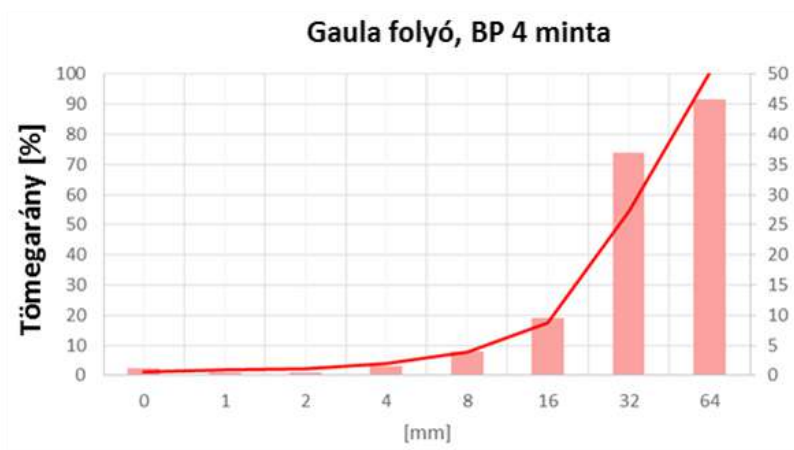
7.5. táblázat: Búvóhelymérési kiértékelési jegyzőkönyv

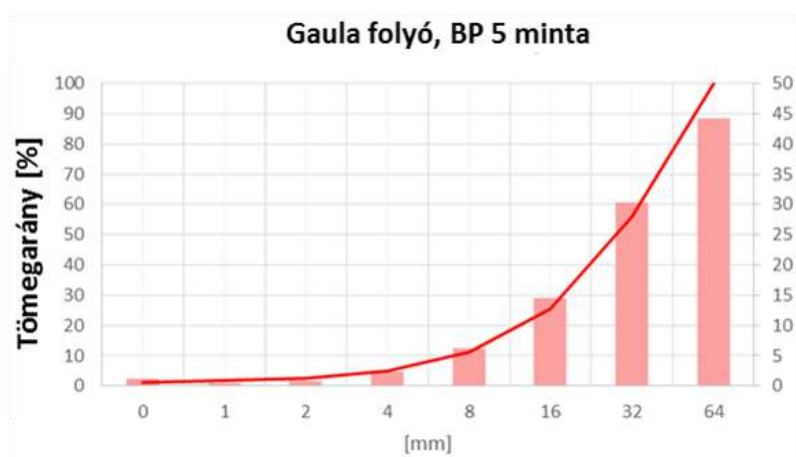
Minta száma	Folyó	I. Kategória	II. Kategória	III. Kategória
BP1	Gaula	4	1	0
FP1	Gaula	8	0	0
BP4	Gaula	6	1	0
BP5	Gaula	4	0	0

7.3.2 Szemösszetételi vizsgálatok eredményei

A Gaula folyóból vett négy (ezekből kettő, a BP4 és BP5 jelű minták láthatóak a 7.12. és 7.13. ábrákon), valamint a Lundesokna folyóból vett egy, FP 3 mederanyag (7.14. ábra) minták kerültek elemzésre. Összetartozó, egy helyről vett felszíni és fagyasztásos mintavételek vizsgálatából számított szemösszetételi és szemeloszlási görbék láthatóak a 7.15. ábrán.

7.12. ábra: A BP 4 jelű minta szemösszetételi és szemeloszlási görbéje





7.13. ábra: A BP 5 jelű minta szemösszetéti és szemeloszlási görbéje



7.14. ábra: A FP 3 jelű minta szemösszetéti és szemeloszlási görbéje



7.15. ábra: FP 1 (fagyasztásos) és a BP₁ (felszíni) jelű minta szemösszetéti és szemeloszlási görbéje. A kék görbe és diagramok a fagyasztásos (FP 1), a piros görbe és diagramok a felszíni mederanyag (BP₁) mintához tartoznak

8. fejezet

Hordalékminták elemzése

8.1 Bevezetés

A következő fejezet, a terepi mérések során gyűjtött, már a laboratóriumba szállított vízminták és görgetett hordalékminták vizsgálatával, elemzésével foglalkozik. Az itt bemutatott eljárások a Duna hordalékvizsgálata (SEDDON) elnevezésű határon átnyúló projekt keretében kidolgozott útmutató illetve kézikönyv alapján kerülnek ismertetésre (Haimann et al., 2014). A módszertan széles körben elterjedt, megbízható, így ezen jegyzetben való közlése megalapozott. A fejezet első részében a lebegtetett hordalék vizsgálatának módszerei, második részében pedig a görgetett hordalék elemzésének lépései kerülnek bemutatásra.

Fontos hangsúlyozni, hogy a minták megfelelő tárolását meg kell oldani a laborba szállítás után is, egészen az elemzés elvégzéséig. Ez elsősorban a lebegtetett hordalék megvizsgálása céljából vett vízmintáknál prioritás, hiszen a mintában található organikus anyagok érzékenyek lehetnek a tárolási időre, valamint a tárolás minőségére. A mintákat tartalmazó edényeket célszerű ugyan olyan körülmények közt, egy helyen rendszerezve tárolni, így az elemzésig ugyan azon hatások érik őket, valamint a vizsgálatot végző személy könnyebben kiigazodik a mintákon.

8.2 Lebegtetett hordalék vizsgálata

A lebegtetett hordalék vizsgálatánál először is meg kell határozunk, mely tulajdonságokra vagyunk kíváncsiak, majd ennek megfelelően kell kiválasztani az elemzés módját. Minthogy sok esetben csak korlátozott mennyiségű minta áll rendelkezésre, a vizsgált paraméterek megválasztása rendkívül fontos. Előfordulhat, hogy csak egyetlen vizsgálatra van lehetőség. Általában az alábbi három paraméter vizsgálata szükséges egy-egy vízmintánál. Elsődleges a hordalék koncentrációjának meghatározása, másodlagos szempont a lebegtetett hordalék esetén az oldott anyag, illetve lebegőanyag koncentrációjának szétválasztása, valamint a mintában található hordalék szemeloszlása, illetve átlagos szemcsemérete. A bemutatott

¹ Lebegtetett hordalék folyókban – útmutató a lebegtetett hordaléktranszport kimutatásához

módszerek ezen három különböző paraméter vizsgálatára alkalmazhatók. Az összes szárazanyag valamint a lebegőanyag laboratóriumi meghatározásának lépéseit a „Schwebstoffe im Fließgewässer – Leitfaden zur Erfassung des Schwebstofftransportes”¹ (Habersack és für Land-und Forstwirtschaft Österreich, 2008) című útmutató részleteiben tárgyalja.

8.2.1 Összes szárazanyag meghatározása laboratóriumi méréssel

Összes szárazanyagon a mintában lévő lebegtetett hordalékszempcsék illetve az oldott anyag összességét értjük. Meghatározása az úgy nevezett szárítási módszerrel történik. Ennek a lépései a következők:

- Üres porcelántégelyeket 105 °C-on 4 órán keresztül előszárítjuk (Ezáltal a felületükön lévő szennyezőanyagokban megkötött víz elpárolog)
- Következő lépésben analitikai mérleggel az üres csészék súlyát 0,1 mg pontossággal meghatározzuk²
- Az kiszárított téglékbe meghatározott (pl: 40 ml) mintát kell tölteni
- Ezután a mintával teli csészék visszakerülnek a szárítószekrénybe és újabb 24 órán keresztül 105 °C-on tömegállandóságig szárítjuk őket
- A teljes száradás után ismét az analitikai mérleg segítségével 0,1 mg pontossággal lemérésre kerülnek³
- A két érték egymásból való kivonása megadja a csészében visszamaradt szárazanyag tömegét, melyet a megfelelő arányosítás után kezelhető [mg/l, g/m³] értékre lehet átváltani

² Fontos megjegyezni, hogy a szárítószekrényből kivéve a tégléken lévő szennyezőanyagok a levegő páratartalmának egy részét elkezdik megkötni, így a gyors mérés elengedhetetlen, vagy pedig minden mérést a szekrényből való kivétel után meghatározott időpillanatban, pl: t+15 s. Kell elvégezni. Ezáltal ezt a zavaró jelenséget valamelyest kezelni lehet.

³ Ebben az esetben is az üres téglékhez hasonló módon kell eljárni

8.1. ábra: Összes szárazanyag meghatározása analitikai mérleg segítségével (analitikai mérleg (bal), vízminták a téglékben (jobb)) (Kutai, 2014)



A vizsgálat elvégzése komoly odafigyelést, megfelelő eszközöket és meglehetősen sok időt igényel. Mindazonáltal a megfelelően kivitelezett mérés megfelelő minőségű eredményeket biztosíthat indirekt módszerek biztonságos kalibrálásához.

8.2.2 Lebegőanyag meghatározása

Lebegőanyag tartalom meghatározása során a mintákat egy megfelelően finom lyukméretű szűrőpapíron megszűrjük, így szétválasztva a lebegő, illetve az oldott anyagokat. Amennyiben a teljes szárazanyag tartalom mennyisége is rendelkezésünkre áll ugyanazon mintára vonatkoztatva, a megfelelő arányosítások elvégzése után a két érték arányát is számítani tudjuk. A vizsgálat során azonban közvetlenül csak a lebegőanyag mennyiségét mérjük. Ennek a lépései a következők:

- 105 °C-on 2 órán keresztül 450 nm pórusméretű szűrőpapírokat előszárítunk, ezáltal elpárologtatva a papír által megkötött nedvességet
- Az előző módszerrel analóg módon a szűrőpapírokat is 0,1 mg pontossággal analitikai mérleggel lemérjük
- Az előkészített vízmintákból előre meghatározott mennyiséget (pl: 100 ml) átszűrünk a papírokon
- A már leszűrt lebegőanyagot tartalmazó szűrőpapírokat újabb 4 órán keresztül 105 °C-on tömegállandóságig szárítjuk
- A száradás után a papírok újbóli lemérése következik
- A két értéket egymásból kivonva kapjuk a lebegőanyag tömegét 100ml vízmintára vonatkoztatva, melyet szintén célszerű a kezelhetőbb mértékegységek valamelyikébe átváltani



8.2. ábra: Szűrőpapírok, szűrés előtt és után (Heimann et al., 2013)

8.3. ábra: Minták szűrése a Via Donau Aschach-i laborjában (Heimann et al., 2013)



Szintén elmondható, hogy maga a vizsgálat elvégzése rendkívüli precizitást és odafigyelést igényel, emellett hosszú ideig tart. Azonban a lebegőanyag mennyiségének megállapítására még mindig ez a leggyorsabb és legegyszerűbben kivitelezhető eljárás.

8.2.3 Szemösszetétel, szemeloszlás és koncentráció meghatározása

Szemeloszlás meghatározására az előző fejezetben már bemutatott LISST-Portable műszer alkalmazása célszerű. Működési elve a Hordalékmérési eljárások c. fejezetben ismertetésre került. Ebben a fejezetben, pontokba foglalva az elemzés menete kerül bemutatásra.

Maga a műszer teljesen önálló, belső számítógéppel, illetve akkumulátorral ellátott berendezés, így akár terepi körülmények között is megbízhatóan alkalmazható. Vezérlése az érintőképernyős kezelőfelületen történik, az eredmények megjelenítését is ezen keresztül végzi a műszer. Pontosabb, illetve további feldolgozást igénylő feladatok elvégzése érdekében személyi számítógéppel összekapcsolható, az adatok továbbíthatóak. Az eszköz belső memóriájában egyedi fájl azonosítóval tárolja az egyes vizsgálatok eredményei, azonban ez a tároló kapacitása véges, így érdemes az adatokat időnként letölteni számítógépre vagy amennyiben nem szükségesek törölhetőek is. Az vízmintát a vizsgálatához a berendezés mérőkamrájába kell tölteni.

A következőkben pontokba szedve az elemzés menete látható:

- Első és legfontosabb lépés a műszer felkészítése a mérésekre. Ehhez megfelelően meg kell tisztítani az esetleges benne maradt szennyezőanyagoktól a mérőkamrát, illetve a lézersugarak mintába való bejutását segítő üvegablakokat.
- A fizikai előkészületek után az eszköz mérésre való felkészítése történik. Először a megfelelő általunk kiválasztott projektfájl



8.4. ábra: LISST Portable XR műszer alkalmazása közben

létrehozásával kell kezdeni a műveletet, majd ezen projekt különböző paramétereit kell beállítani.

- Az egyik legfontosabb paraméter beállítása az optikai mód megfelelő kiválasztása. Használhatunk olyan beállítást mely esetén a műszer teljesen gömb alakú részecskéket, illetve választhatjuk a másik lehetőséget, mely során szabálytalan alakú szemcséket feltételez. A szabálytalan módot kiválasztva tovább paramétereket kell megadnunk, a szemcsék anyagára vonatkozóan. Méréseink során általában a kvarc opciót választottuk, minthogy folyami hordalék révén ezen anyag túlsúlyát feltételeztük. Ezután az általunk becsült részecske fajsúlyt kell megadnunk a műszernek. Ebben az esetben rendkívül fontos az organikus csomók (flokkok) figyelembevétele, hiszen ezen nagyobb részecskék térfogatsúlya jelentősen alacsonyabb lehet mint a tömör közet alapú hordalékszemcséké, azonban a műszer nem tud különbséget tenni a kettő között. A továbbiakban megadhatjuk a mérés különböző paramétereit, úgy mint a kamrában történő keverés hosszát valamint intenzitását, a mérés hosszát illetve egyéb paramétereket. Amennyiben nem vagyunk biztosak a dolgunkban érdemes az automatikus beállításokat használni.
- A paraméterek megadása után következik a tényleges vizsgálat. Ennek első lépése a háttérfájl létrehozása. Ennek során desztillált vizet vizsgálunk meg a műszerrel melynek értékeit eltárolja, és ezzel később megjavítja a mintát tartalmazó értékeket, így kiküszöbölve az esetleges műszerhibákat.
- A megfelelően kitisztított mérőkamrába ezután óvatosan betöltjük a mintát, vigyázva a légbuborékok keltésének elkerülésére. A kamrát teletöltve az eszköz kész a vizsgálatra.⁴
- Azután elindítva a mérést a műszer automatikusan elvégzi a keverést, vizsgálatot valamint a gyors kiértékelést.⁵

⁴ Kiegészítésként az ultrahangos szenzort belehelyezhetjük a mintába, így pontosítva a szemeloszlási görbe megállapítását.

⁵ Amennyiben a minta koncentrációja túl nagy, nem kap elegendő információt a detektor rész, a műszer hibát jelez. Ebben az esetben tisztítás után hígított mintával kell megismételni a műveletet.

- Az eredmények kiértékelése után a művelet újrakezdhető egy másik mintával.

Az eljárás nagy előnye, hogy a műszer mobilizálható, terepen azonnal használható. Az elemzés egy-egy mintára rendkívül gyors (néhány perc). Az eredmények az eddigi tapasztalatok alapján megbízhatóak, általuk az indirekt módszerek megfelelően kalibrálhatóak (Csiti, 2016).

8.2.4 Görgetett hordalékminták elemzése

Folyami görgetett hordalékvizsgálatoknál alapvetően a szemösszetételt, szemeloszlást kívánjuk meghatározni. Ennek meghatározása a gyakorlatban szitálással történik, különböző, általában logaritmikusan növekedő lyukméretű szitasorral. A folyamat lényege, hogy először lemérjük a minta teljes tömegét, majd a legnagyobb lyukátmérőjű szitától kezdve frakciókra bontjuk szét azt. Ezután a frakciók tömegének külön-külön lemérésével, azok részarányát tudjuk megállapítani a teljes mintában. Az eredményeket ábrázolva kapjuk a szemeloszlási görbét az adott mintának, mely segítségével az átlagos szemcseátmérő, hordalékhozam, illetve a hordalék egyéb paraméterei egyszerűen megállapíthatóak. A következőekben bemutatott eljárás az osztrák ÖNORM B 4412-es szabvány szerinti görgetett hordalékvizsgálat lépéseit veszi sorra:

- A laborba érkezett görgetett hordalékmintát első lépésben kiszárítani szükséges
- A már száraz mintát kézzel ⁶ vagy géppel a kiválasztott szitasoron ⁷ át kell szitálni, a szitáláshoz szükséges idő természetesen függ a minta mennyiségétől (kb. 10 min)
- A 0,5 mm-nél kisebb átmérőjű szemcsék teljes körű rostálódása a szitálás során nem teljesen megoldott, így a folyamat elvégzése után érdemes puha kefével rásegíteni
- Következő lépésben az egyes szitákon, illetve a sziták alatti gyűjtőtálcán fennmaradt hordalék-szemcsék tömegét meg kell mérni
- Itt egy ellenőrző lépés következik a folyamatban, a szitán fennmaradt illetve áthullott szemcsék tömegének összege nem térhet el 1%-nál nagyobb mértékben a folyamat elején meghatározott teljes tömegtől
- A minta legnagyobb d_{max} szemcsemérete és egyéb jellemző méretei meghatározhatók
- Végül a vizsgált minta teljes tömegének meghatározására kerül sor. A teljes minta tömege ismeretében a *Kiegészítő anyagok* c. fejezetben ismertetett módon a görgetett hordalékhozam határozható meg.

⁶ 8.5. ábra

⁷ 8.6. ábra



8.5. ábra: Különböző lyukméretű sziták



8.6. ábra: Szitasor

9. fejezet

Mederfelmérés geofizikai módszerekkel

9.1 Bevezetés

Folyóvízi és tavi mederfelmérések során a mederdomborzat és a mederfenék alatti rétegek térképezése egyaránt fontos feladat. A medermorfológia a hidromorfológiai vizsgálatok egyik alapadata, a mederfenék alatti rétegek ismerete pedig az időbeli változások megértéséhez, valamint a meder anyagának és rétegtani szerkezetének feltárásához szolgált fontos adatokat.

A mederfenék alatti rétegek morfológiája és belső szerkezete felszíni geofizikai módszerekkel vizsgálható. A felszíni geofizikai vizsgálatok során a felszínen, vagy a felszín közelében végzett mérések segítségével ismerjük meg a felszín alatti rétegeket, azok fizikai paramétereit, rétegtani és szerkezeti viszonyait. A felszíni geofizikai mérések, mint összefoglaló fogalom számos különböző módszert takar, melyek más és más fizikai paraméterekre érzékenyek. Az egyes módszerek sokszínűségük ellenére abban egységesek, hogy a mérések a felszínen, szárazföldön vagy vízben történnek, kivitelezésükhöz nem szükséges fúrás mélyítése, a felszín megbontása.

A mederfelmérések során leggyakrabban alkalmazott geofizikai mérési eljárások a rugalmas hullámokon alapuló szeizmikus és az elektromágneses hullámokon alapuló földradar (GPR) mérések. Mindkét módszer mesterségesen gerjesztett hullámok visszaverődésén és észlelésén alapul, de alapvetően eltérnek abban, hogy milyen fizikai paraméterek változására érzékenyek, így jól kiegészítik egymást. Eltérőek alkalmazhatósági korlátaik is, így sok esetben kombinált alkalmazásukkal lehet a legjobb eredményt elérni.

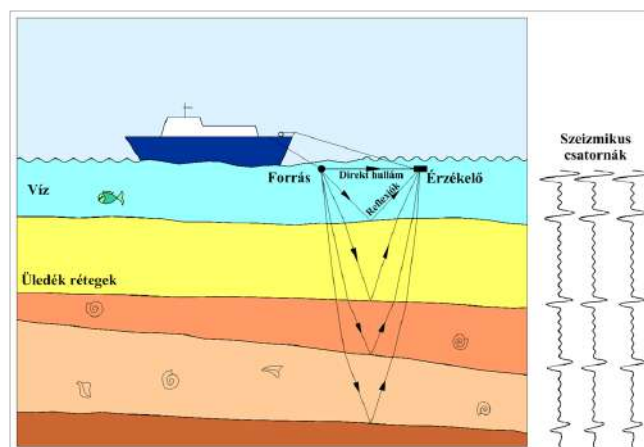
9.2 Szeizmikus mérések

A reflexiós szeizmikus mérések során a felszínen, vagy a felszín közelében mesterségesen gerjesztett nyomáshullámok (P hullám) segítségével vizsgáljuk a felszín alatti réteghatárokat, az egyes rétegeket felépítő üledékek közetfizikai paramétereit és belső szer-

kezetét. A vizsgálat során a nyomáshullámok a gerjesztés pontjától a mélyebb rétegek felé terjednek, a réteghatárokról részben visszaverődnek. A rezgéskeltés eszköze a mérési feladathoz, a kutatási mélységhez és a mérési környezethez alkalmazkodva többféle lehet. Vízen végzett méréseknél nagyobb, akár több kilométeres mélységek kutatása esetén sűrített levegőt vagy vizet kilövellő hidraulikus puskát (air-gun, water-gun), néhány száz méterestől néhány tíz méterig terjedő kutatási mélység esetén elektromos ívkisülést létrehozó (sparker) vagy indukciós el-ven működtetett cintányérszerű eszközt (boomer) alkalmazunk. A réteghatárokról visszaverődő nyomáshullámokat a felszínen, vagy a felszín közelében elhelyezett érzékelőkkel, szárazföldi szeizmikus mérés esetén geofonokkal, vízi szeizmikus mérés esetén hidrofonokkal érzékeljük.

Legegyszerűbb és leggyorsabban kivitelezhető az ún. *egycsatornás reflexiós szeizmikus szelvényezés*. Ekkor egy jelforrást és egy hidrofont helyezünk el fix távolságra egymástól. A forrással akusztikus impulzust gerjesztünk, és a hidrofonhoz érkező rezgéshullámokról felvételt készítünk. Az 9.1. ábra egy egycsatornás vízi szeizmikus mérés elvi vázlatát mutatja az ábra jobb oldalán feltüntetve egy-egy jelgerjesztéshez tartozó szeizmikus csatornákat. Az elvi rétegsor a mederfenék alatt három további réteghatárt tartalmaz, ennek megfelelően a szeizmikus csatornákon a forrás és észlelés közti direkt hullámon kívül a mederfenékről, valamint a három mélyebb réteghatárról visszaverődő jeleket észlelhetjük. A visszavert jelek regisztrálása a jelgerjesztéstől eltelt idő szerint történik, a felvett szeizmikus csatornán először az ún. direkt hullám jelenik meg, majd az egyre mélyebben húzódó réteghatárokról az egyre később beérkező visszavert hullámok, reflexiók jelentkeznek. Az egyes jelek beérkezéséig eltelt időt kétutas futásidőnek nevezzük, mivel a jel a felszíni gerjesztéstől a réteghatárig, majd arról visszaverődve a felszíni észlelésig a réteghatár mélységének megfelelő utat kétszer teszi meg. A kétutas futásidőből a réteghatár mélysége a hullámterjedési sebesség ismeretében számítható.

9.1. ábra: Egycsatornás szeizmikus szelvényezés elvi vázlata



A mérés során a hajó mellett vontatott szeizmikus mérőműszer másodpercenként akár 6-10 szeizmikus csatornát rögzít, miköz-

ben a forrást és a hidrofont a köztük lévő távolság megtartásával folyamatosan mozgatjuk a mérési vonal mentén. Az újabb és újabb felvételeket, szeizmikus csatornákat egymás mellé felrajzolva kialakul a szeizmikus időszelvény, a mérési nyomvonal mentén a mederfenék és a mederfenék alatti rétegek szeizmikus képe.

A szeizmikus forrás által gerjesztett, a felszín alatti rétegekben terjedő nyomáshullám egy réteghatárról akkor verődik részben vissza, ha a réteghatár feletti és alatti réteg akusztikus impedanciája eltérő. Az 9.1. táblázatban a mederfelmérések során a mederben, illetve annak környezetében jellemzően előforduló közegek, üledékek sűrűség és akusztikus nyomáshullám terjedési sebességeit foglalja össze.

Akusztikus impedancia (AI) alatt a nyomáshullámok közegbeli terjedési sebességének (v) és a közeg sűrűségének (ρ) a szorzatát értjük: $AI = v \cdot \rho$.

Közeg	Akusztikus nyomáshullám terjedési sebessége [m/s]	Sűrűség [kg / m ³]
Levegő	330 - 350	1,0 - 1,4
Víz	1450 - 1500	1000
Száraz homok	400 - 1200	1500 - 1700
Vízzel telített agyag, homok	1500 - 2200	2100 - 2400
Homokkő	2000 - 3500	2100 - 2400
Mészkő	3500 - 6000	2400 - 2700

A visszaverődő és áthaladó hullám energiájának arányát az akusztikus impedancia réteghatáron történő megváltozása, az ún. akusztikus impedancia kontraszt határozza meg. Nagy akusztikus impedancia kontraszt nagyobb visszaverődő, és kisebb áthaladó energiát eredményez, ami a visszavert, és később a felszínen észlelt jel amplitúdójában tükröződik. Jellemzően nagy akusztikus impedancia kontraszttal jellemezhető réteghatárok a folyók mederfeneke, az iszapfekű, valamint a vízfelszín, a víz-levegő réteghatár. A mederfenék, az iszapfekű és a folyami üledékek feksze a szeizmikus szelvényeken legtöbbször jellegzetes, könnyen azonosítható reflexióként jelenik meg, míg a vízfelszín mintegy tükörként visszaveri a felszínre érkező akusztikus hullámokat, úgynevezett többszörös reflexiókat generálva. Ezek a vízfelszíni többszörösök nagy energiájú jelként elfedik a velük egy időben beérkező, mélyebb rétegek által visszavert, valódi reflexiókat.

9.1. táblázat: Jellemző szeizmikus hullámterjedési sebességek és sűrűségértékek

A szeizmikus mérés célja az egyes réteghatárok lehető legpontosabb leképezése, a réteghatárok felületének térképezése. Ehhez egyrészt kellően jó felbontóképességű mérés szükséges, másrészt ismerni kell a felszín alatti rétegekben az akusztikus hullámok terjedési sebességét. A felbontóképesség közvetlenül összefügg a szeizmikus jel frekvencia-spektrumával, amit alapvetően a forrás által kibocsátott jel frekvenciatartalma, illetve a terjedés során kiszűrődött frekvenciák hiánya határoz meg. Ez utóbbit a kőzetekben végbemenő rugalmatlan elnyelődés okozza, ami a vízi szeizmikus mérések során a lehető legkedvezőbb, hiszen a víz a nyomáshullámokat közel csillapítás nélkül továbbítja. Az egycsatornás vízi szeizmikus mérések során alkalmazott jel hasznos frekvenciatartománya

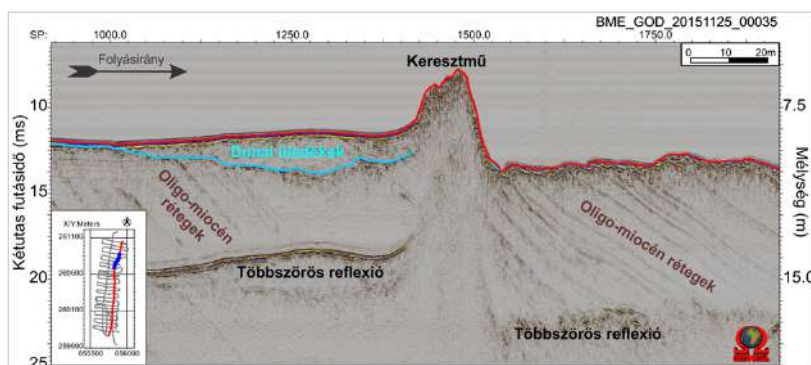
egészen 20 kHz-ig terjed, ami akár 2 centiméter alatti felbontást is lehetővé tesz. A vízi szeizmikus mérések frekvencia-tartománya jellemzően a hallható hang tartományát fogja át, esetenként egészen az ultrahang tartományáig nyúlik. A szeizmikus mérést ezért sok esetben akusztikus mérésnek említik.

Az akusztikus hullámok terjedési sebességének ismerete elengedhetetlen a szeizmikus mérés során leképezett réteghatárok mélységének számításához, azaz a kétutas futásidő szerint regisztrált szeizmikus reflexiók mélységkonverziójához. Az akusztikus hullám terjedési sebessége a vízben viszonylag egyszerűen mérhető, jól ismert. A mederfenék alatti rétegek esetén már bonyolultabb a helyzet, itt vagy empirikus adatok, vagy a szeizmikus mérésekből számítható sebességeket használunk a réteghatárok mélységének számításához.

A mélységkonverziót megelőzi a mért szeizmikus szelvények értelmezése. Ennek során fel kell ismerni és ki kell jelölni a szelvényeken a térképezendő réteghatárról visszavert reflexiók jeleit. A kijelölést a szeizmikus kép jellegzetessége (szeizmikus fácies) alapján, esetenként a rendelkezésre álló fúrási adatokkal megerősítve tudjuk megtenni.

A 9.2. ábrán látható, a Gödi-sziget előterében, a Dunán mért szeizmikus szelvény jól mutatja ezeket a jellegzetességeket. A szeizmikus szelvényen könnyen azonosítható az ábrán piros vonallal jelölt, mederfenékről visszavert jel. Eltérő szeizmikus karakterük alapján határozottan elkülönül a dunai üledékes összlet, valamint az annak fekvésében található, dőlt oligo-miocén rétegsor. E két összlet határát az ábrán világoskék színnel jelöltük. A szelvény mélyebb részeit a vízfelszínről visszavert többszörös reflexió fedi el, mely nem egy valós réteghatár szeizmikus képe, ilyen értelemben a szeizmikus szelvény értelmezése során figyelmen kívül kell hagyni.

9.2. ábra: Egycsatornás szeizmikus szelvény a gödi Duna-szakasról. A Gödi-sziget előterében mért szelvény értelmezése a szövegben.



A szelvény közepén markánsan jelentkezik a szelvényre merőleges tengelyű keresztmű szeizmikus képe. Jól látható a keresztmű feletti és alatti folyamszakasz mederszerkezetének eltérő felépítése; míg közvetlenül a keresztmű feletti folyamszakaszon egy jól azonosítható dunai üledékréteg található, addig a keresztmű alatti

folyamszakaszon a mederfenéken kibukkannak az üledékek bázisát alkotó idősebb oligocén-miocén rétegek. Ezen a folyamszakaszon recens folyami üledék nem rakódott le.

További speciális alakzatok a szeizmikus szelvényeken a diffrakciós hiperbolák. Ezeket a hullámhossz néhányszorosánál nem nagyobb kiterjedésű inhomogenitások, sarkok, élek, mint önálló, pontszerű hullámforrások hozzák létre (pl. kövek-sziklák, vagy akár a vízben úszó halak úszóhólyagja). Ilyen diffrakciós hiperbolák láthatók a 9.2. ábrán a szelvény közepén leképezett keresztmű belső szerkezetében is. A keresztművet felépítő köveken szóródó, diffraktálódó akusztikus hullámok a mélyebben fekvő réteghatárokat már nem is tudják leképezni.

9.2.1 Egycsatornás szeizmikus mérőműszer

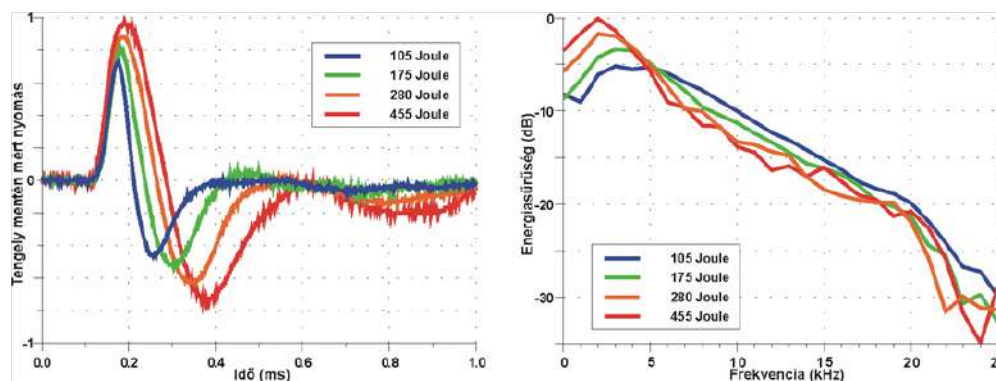
A meder- és a meder alatti tartomány felmérésének hagyományos eszközei a szonárok. A szonár egy több mint négy évtizede használt, széles körben elterjedt akusztikus hullámforrás (Mosher és Simpkin, 1999), mely elsősorban vízmélység mérésére (nagyfrekvenciás mélységmérő szonárok), illetve a Doppler-effektust kihasználva áramlási sebességek meghatározására alkalmas (Evans, 1997), de felszínközeli geológiai vizsgálatokra is megfelelő lehet. A szonár esetében ugyanaz a piezo kristály használható forrásként és észlelőként is. Forrásként a piezo kristály a vezérlő elektromos jelet mechanikai rezgéssé alakítja, ha viszont a nyomáshullámokat alakítja elektromos jellé, akkor mint észlelő üzemel. A szonárokat a hajótestbe építve, vagy pedig egy független úszótesten, akár több száz méterrel a felszín alatt is lehet üzemeltetni. A hagyományos szonárokból különböző rezonancia-frekvenciájú piezoelektromos kristályok találhatók, jellemzően a 20 Hz és 20 kHz közötti tartományban. A szonár forrással kibocsátható maximális energiát az adófejen létrejövő kavitáció korlátozza, azonban így is a mélytengeri kutatásoknál a mederfenék alatti leképezés alapvető eszközei, akár 1500 méteres vízmélységek esetén is alkalmazhatók. Ezt a kontrolált jelalak teszi lehetővé, melynek segítségével a mederfenék, illetve a mederfenék alatti reflexiók felismerése még nagyon kis amplitúdójú jel esetén is biztonsággal elvégezhető. A hagyományos szonárok előnye az egyszerű működés, nagy megbízhatóság, és a mélytengeri alkalmazhatóság. Hátránya viszont a rezonancia-frekvencia körüli szűk sáv szélesség, a fázisinformáció elvesztése illetve a kis behatolás.

Ezen hátrányok kiküszöbölésére fejlesztették ki a paraméterezhető szonárokat (mint pl. a Krupp-Atlas Parasound) illetve a Chirp rendszereket. A paraméterezhető szonárok két különböző rezonancia-frekvenciát alkalmazva, egy másodlagos frekvenciát hoznak létre, mely az eredeti frekvenciák különbségével egyezik meg. Ezzel egyrészt jól fókuszált, másrészt pedig alacsony frekvenciájú jelet lehet létrehozni, ami kisméretű jeladóval is nagyobb behatolást tesz lehetővé. A Chirp szonár egy frekvencia-modulált jelet bocsát

ki, amely 400 Hz és 20 kHz között változtatható tartományba esik. A kibocsátott, időben elnyújtott jelet egy digitális szűrőegység korrelálja a regisztrált csatornával, aminek eredményeként egy zéró fázisú, kompresszált jelalak jön létre. A nagyfrekvenciás mintavétel és a digitális szűrés elengedhetetlen a Chirp rendszerű szonárok esetén.

A mederfenék alatti rétegek leképezése során a szonárforrások alternatívái a nagy felbontású, ugyanakkor nagy energiájú jelek előállítására alkalmas, úgynevezett boomer források. A boomer egy elektro-mechanikus forrás (Edgerton és Hayward, 1964; Simpkin és Davis, 1993), mely egy lapos tekercsből és egy tőle szigetelt, vízbe helyezett fémlapból áll. A lövést nagyfeszültségű kondenzátorokon tárolt energiának a tekercsen keresztül történő hirtelen kisütése generálja. A kisüléskor létrejövő köráram a fémlapban egy ellentétes irányú örvényáramot generál, mely a fémlapot hirtelen ellöki a tekercstől, és az alatta lévő víztömeget közvetlenül gyorsítva egy nyomáshullámot indít. A létrejövő jelalak nagyon jól ismételhető, és erősen irányított a fémlap szimmetriatengelyének irányába. A jelalak menetét a boomer szerkezetén kívül a kondenzátorok kapacitása, feszültsége, valamint a forrás víz alatti mélysége határozza meg. Ez utóbbi az általunk használt IKB-SeistecTM mérőrendszer esetén rögzített érték, 0,45 m (Simpkin és Davis, 1993).

A jelenleg használt boomerek az alkalmazott kondenzátoroktól függően, lövésenként mintegy 100-1000 J energiát bocsátanak ki. A forrás jelalakjának és a jel amplitúdójának energiától való függését mutatja a 9.3. ábra.



9.3. ábra: Boomer forrás jelalakja különböző energiájú gerjesztések esetén (a), valamint az egyes jelalakok energia-spektruma (b). Jól megfigyelhető a jel amplitúdójának, valamint a jelalak hosszának növekedése nagyobb energiaszintek esetén.

A boomer forrás használatával kifejlesztett IKB-SeistecTM szeizmoakusztikus mérőműszer egy új elgondoláson alapuló egysátor-nás, ultra-nagy felbontású szeizmikus rendszer (Simpkin és Davis, 1993). A mérőműszer egy katamarán úszótestre rögzített boomer forrásból és egy, szintén a katamarán testre rögzített fókuszáló kúp szimmetriatengelyében elhelyezett hidrofonszoportból áll (9.4. ábra). Az így, egymáshoz képest rögzített távolságú forrás és észlelés előnye különösen sekély vízi alkalmazásoknál, folyó-vízi és tavi méréseknél jelentkezik. A függőlegesen elhelyezett, 7 hidrofonból álló hidrofonszoport körül elhelyezett fókuszáló kúp

lefelé mutató erős irányítottságot biztosítva nagyban csökkenti az oldalbeérkezések pl. a folyó partjáról visszavert jeleket, vagy akár a mérőhajó motor- vagy propeller zaját. A 9.4. ábrán alulnézetből látható mérőműszernek az ábrán megjelölt részei a mérés során a GPS antenna kivételével a víz alatt találhatók. Mérésre kész helyzetben, a mérőhajó mellé kötve mutatja a műszert az 9.5. ábra.



9.4. ábra: Az IKB-SeistecTM alulnézeti képe a főbb részegységek megnevezésével

A műszer geometriai középpontjában, a boomer forrás és az érzékelő hidrofoncsoport közötti felezőpontban található a folyamatos pozícióadatokat biztosító GPS antenna. A szeizmoakusztikus mérőműszer mind vertikálisan, mind pedig horizontálisan szub-deciméteres pontosságú pozíció adatokat igényel, amit a differenciálisan korrigált GPS vevők biztosítani tudnak. A méréshez használt RTK-GPS Magyarország bármely pontján néhány centiméteres pontossággal tud pozíció adatokat szolgáltatni. Amennyiben a kellő pontosságú GPS adatok a mérés során valós időben elérhetők, akkor azok a mérés során nem csak a valós idejű navigációhoz kerülnek felhasználásra, hanem minden egyes mért szeizmikus csatornával együtt, mint a mért csatorna koordinátája, a szeizmikus felvételben rögzítésre kerülnek. Amennyiben a mérés során valós időben kellő pontosságú GPS adat nem áll rendelkezésre, akkor a mérést követően kell elvégezni a GPS adatok differenciális korrekcióját és a pontos koordináta értékeket hozzárendelni az egyes szeizmikus csatornákhöz. Mindez a mérési adatok feldolgozása során megtörténik.



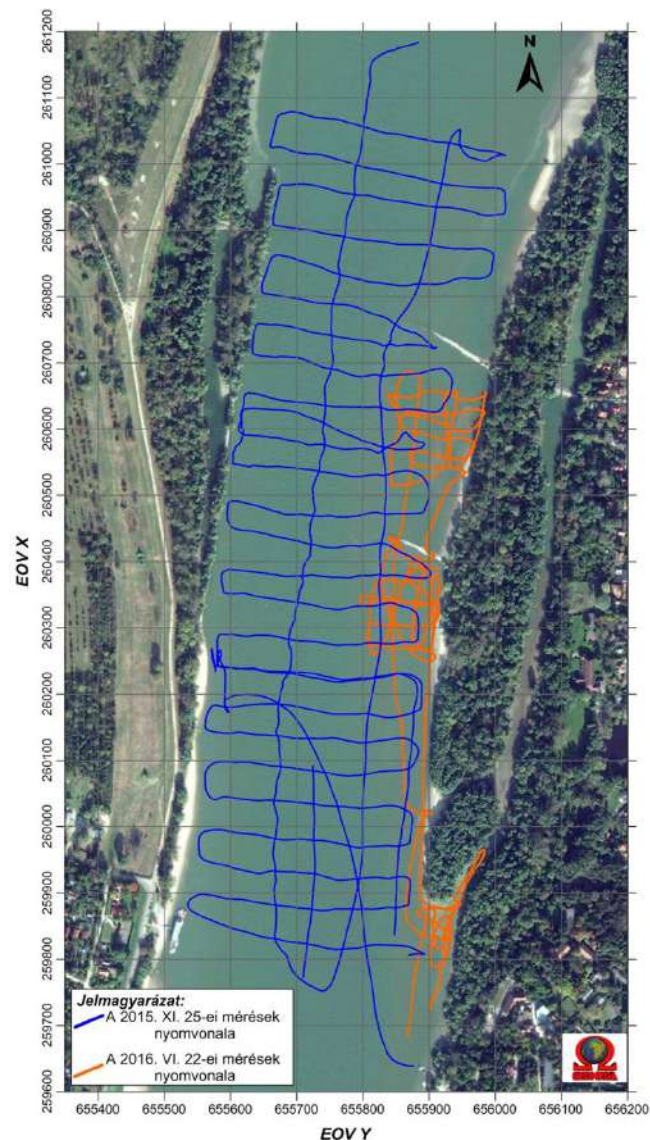
9.5. ábra: Az IKB-SeistecTM egycsatornás szeizmoakusztikus mérőműszer a mérőhajó mellett

9.2.2 Mérési eredmények

Az egycsatornás vízi szeizmikus mérések eredményeit egyrészt a gödi teszt-területen mért szeizmikus szelvények, másrészt pedig Balatonon mért szeizmikus szelvények példáján mutatjuk be.

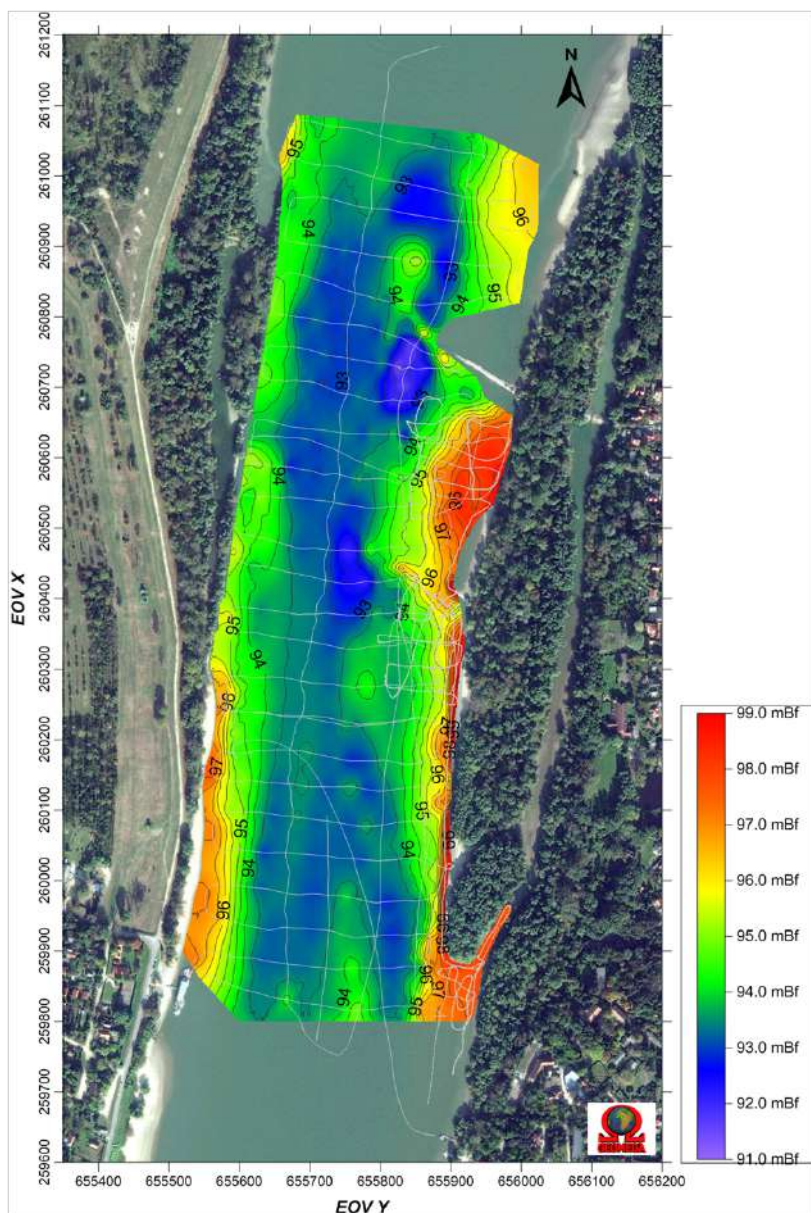
A Dunán a Gödi-sziget előterében történt mérés két különböző vízállásnál, 2015. november 25-én 201 cm-es, 2016. június 22-én pedig 454 cm-es Budapest Vígadó téri vízállásnál történt. A vízál-láskülönbségek a mérési adatok feldolgozása során korrigálásra kerültek, így a két mérési adatrendszer egységesen, a teljes mérési területre vonatkozóan adott információt. A felmért területet és a mérési vonalak helyszínrajzát a 9.6. ábra mutatja.

9.6. ábra: A Gödi-sziget előterében végzett szeizmoakusztikus felmérés mérési nyomvonala



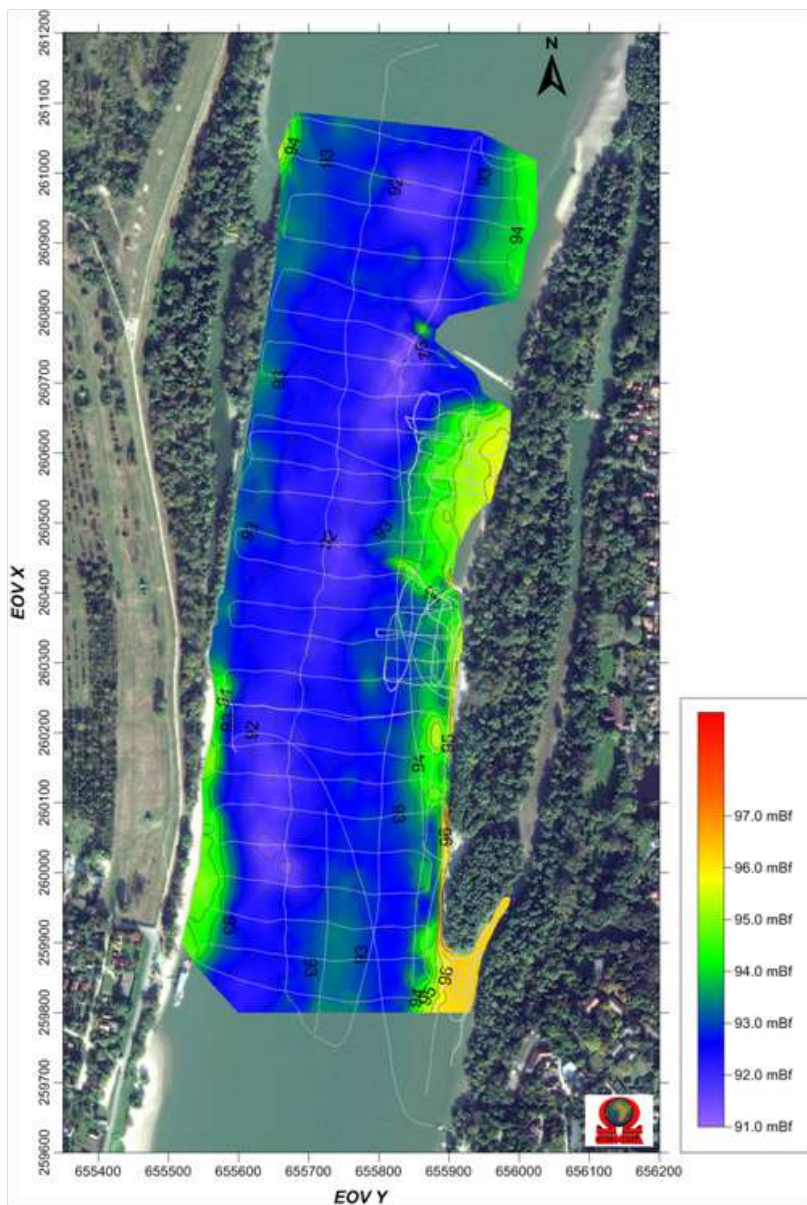
A mérés során felmért nyomvonalak mentén a 9.2. ábrán bemutatott szeizmikus szelvényhez hasonló felvételek készültek. Ezeket a szeizmikus felvételeket feldolgozva és értelmezve minden egyes mért szelvény mentén kijelölésre került a mederfenék és a folyami üledékek bázisa. Az értelmezett horizontok szelvény menti ada-

taiból térképeztük a mederfenék (9.7. ábra), valamint a folyami üledékek bázisának morfológiáját (9.8. ábra), illetve a két felszín különbségéből számítottuk a folyami üledékek vastagságát a mérési területen (9.9. ábra). Jól látható, hogy a Gödi-sziget előterében, a Duna sodorvonalában minimális kavicsvastagság jellemző, a folyami üledékek sok helyen teljesen hiányoznak a mederfenékről, közvetlenül kibukkannak az oligocén-miocén rétegfejek. Ezek a rétegfejek alacsony vízállásnál partközelsben sokszor szárazon is megfigyelhetők. Egy ilyen kis vízállásnál készült felvételt mutat a 9.10. ábra a Göd és Dunakeszi közti bal partról.

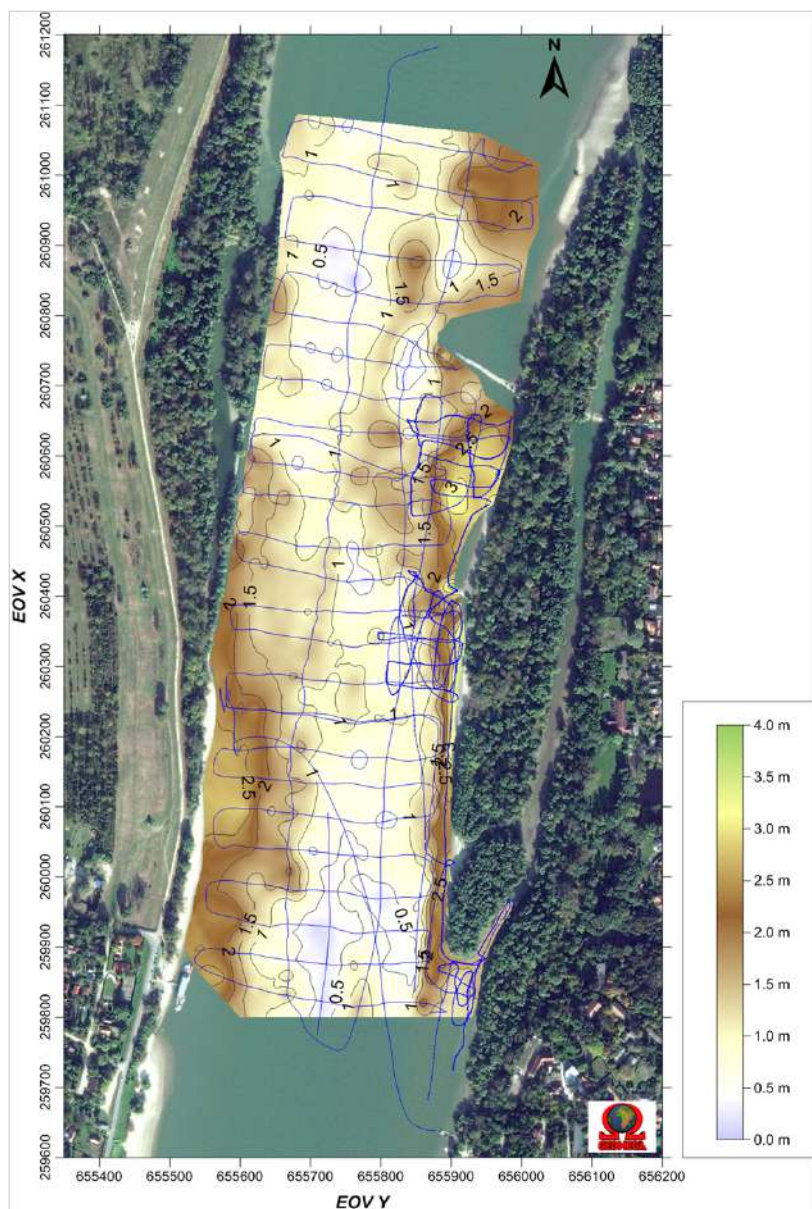


9.7. ábra: A Duna mederfenék morfológiája a Gödi-sziget előterében

A folyóvízi, nagy energiájú üledékes környezettől merőben eltérő a tavak fenekén lerakódó üledékek szemcsemérete és üledékes szerkezete. Szép példáit láttuk ennek a Balatonon mért egysatornás szeizmoakusztikus mérések során. (9.11. ábra) A Balaton meder-



9.8. ábra: A folyami üledékek fekvésének morfológiája a Gödi-sziget előterében



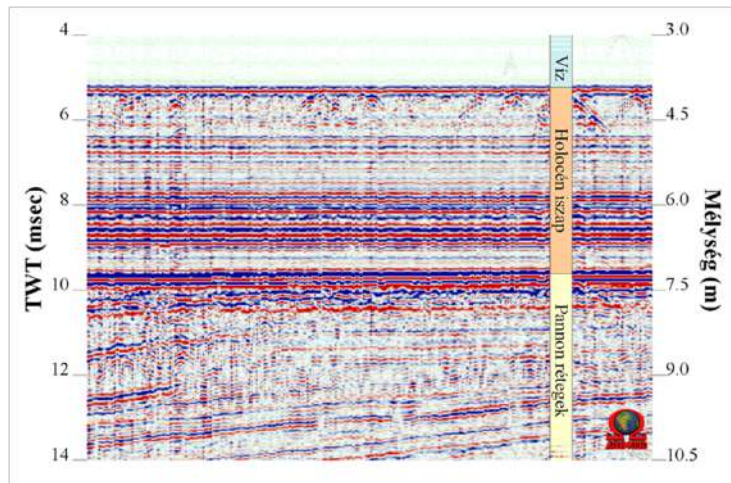
9.9. ábra: A folyami üledékek vastagsága a Gödi-sziget előterében



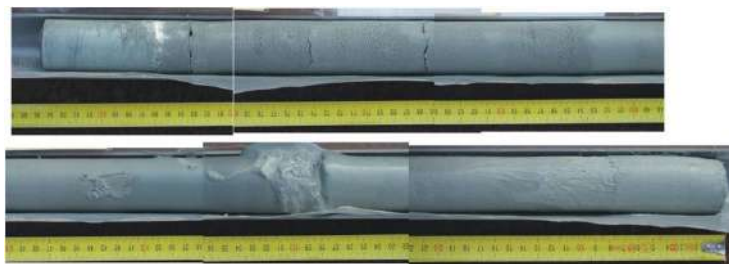
9.10. ábra: Göd és Dunakeszi között a Duna bal partján kibukkanó rétegfejek

feneke a tó nagy kiterjedése ellenére a Tihanyi-kúttól eltekintve szinte vízszintes. A mederfenék alatt 3-4 méter vastag jól rétegzett, folyamatos üledéksort alkotó iszapréteg található (9.12. ábra). Az iszapréteg alatt az idősebb pannon korú rétegek egy markáns, jól azonosítható szögdiszkordanciával települnek.

9.11. ábra: Balatonon mért egycsatornás szeizmikus szelvény részlete. A mederfenék alatt 3-4 méter vastag, jól rétegzett, vízszintes településű holocén korú iszap található.



9.12. ábra: A Balaton alatt található holocén iszapból vett zavartalan magmintán jól láthatók a szeizmikus szelvényen megjelenő reflexiókat okozó eltérő fizikai paraméterű rétegek.



9.3 GPR mérések

A nagy frekvenciájú, jellemzően az 1-10 kHz-es frekvencia-tartományban működő szeizmoakusztikus mérőműszerek egyik legnagyobb korlátja a felszínközeli üledékekben felgyülemelő biogén gáz. Az üledékrétegben megjelenő néhány százalékos gáztartalom is elegendő ahhoz, hogy az akusztikus hullámokat „leárnyékolja”, a mélyebb rétegekbe történő behatolást és a mélyebb rétegek leképezését megakadályozza. Jellemzően ez történik a part közeli iszapos rétegekben, a nádasok közelében és minden olyan területen, ahol az üledékek magas szervesanyag tartalma biogén gáz fejlődését eredményezi. Ezeknek a területeknek a felmérésére az elektromágneses hullámok visszaverődésével leképező földradar¹ módszer nyújthat alternatív megoldást. Sok esetben a szeizmoakusztikus és a földradar mérések együttes alkalmazása biztosítja a legteljesebb felmérést.

Földradar mérések során egy adóantennával elektromágneses hullámokat gerjesztünk, melyek fókuszáltan terjedve, egyes réteghatárokról visszaverődve részben visszajutnak a vevőantennához.

¹ Ground Penetrating Radar, GPR

A visszaverődéseket azok a réteghatárok hozzák létre, melyek mentén megváltozik az elektromágneses (radar-) hullámok terjedési sebessége². A visszavert hullámok beérkezési idejét és amplitúdóját megmérve, a terjedési sebesség ismeretében számítani tudjuk az egyes réteghatárok felszín alatti mélységét, valamint információt kapunk az anyagi változásokról. A visszavert hullámok amplitúdójából az anyagváltozásokat minősíthetjük. Ott kapunk nagy amplitúdójú jelet, ahol az elektromos tulajdonságok megváltozása nagyobb. Homogén anyag belsejéből nem érkeznek reflexiók.

² pl. víz-mederfenék határa

A mérést 2D szelvény vagy 3D mérési háló mentén végezve az egyes réteghatárok térbeli lefutása is térképezhetővé válik. Az alkalmazott egysatornás mérés során a beérkező visszaverődéseket egy, a tervezett kutatási mélység alapján számított hosszúságú időablakban regisztráljuk.

A földradar (GPR) mérések sokoldalú alkalmazásaival találkozhatunk. Használják többek között mérnök-geofizikai vizsgálatoknál, régészeti kutatásoknál, eltemetett tárgyak, beomlott járatok, gáz-, vízvezetékek pontos nyomvonalának megállapítására, utak, gátak szerkezetének vizsgálatára, geológiai feltárássra, talajvízszint-mérésre, karsztvíz kutatásra.

Az elektromágneses hullámok terjedését a közeg három fizikai paramétere befolyásolja; a fajlagos vezetőképesség, a dielektromos állandó és a mágneses permeabilitás.

A vízi alkalmazásnál a behatolási mélységet és ezáltal a szelvények képét a víz sótartalma (vezetőképessége), valamint a dielektromos állandó határozza meg. A tapasztalatok alapján a dielektromos állandó 81-es értéke a vízfenék alatt található, vízzel szaturált fiatal üledékekben nem változik lényegesen. Ebből kifolyólag a behatolási mélységet szinte kizárólag a vezetőképesség határozza meg. GPR mérések során jellemzően néhány méteres behatolási mélységet lehet elérni, ennél mélyebben található réteghatárok a módszerrel nem vizsgálhatók. Ez a mélységi korlát jelentősen sekélyebb leképezést biztosít a GPR mérések számára, mint a szeizmoakusztikus mérések esetén elérhető behatolás. Éppen ezért érdemes a két mérési módszert sok esetben együttesen alkalmazni. A szeizmika nagyobb behatolást biztosít, a GPR pedig azokon a területeken nyújt nélkülözhetetlen plusz információt, ahol a szeizmikus módszer az üledékek gáztartalma miatt nem alkalmazható.

9.3.1 Földradar (GPR) mérőműszer

Mint minden GPR mérés esetén, a vízen végzett méréseknél is fontos paraméter a megfelelő antenna-frekvencia kiválasztása. Vízi mérések esetén a felbontás és a behatolás legkedvezőbb kombinációja 300 és 500 MHz közötti antenna-frekvenciákkal érhető el. A mederfenék alatti maximális behatolás érdekében egy speciális, víz alatti mérésekre tervezett, 10 méteres vízmélységig lesüllyeszthető, 500 MHz-es árnyékolt antennával történik a mérés. Az antennát a vízfelszín helyett a víz alatt, esetenként a mederfenéken vontatva

jelentősen növelhető a mérés behatolása.

A mérőrendszer felbontóképességén a GPR mérések esetén is azt a réteghatár távolságot értjük, amely esetén az egyes réteghatárokról visszavert jeleket egymástól időben el tudjuk különíteni. Ez a távolság a kibocsátott radarjel hosszától erősen függ. Minél rövidebb a kibocsátott impulzus (minél kisebb a periódusideje), annál jobb lesz a felbontása. Ha a réteghatárok közelebb vannak egymáshoz időben, mint az effektív radarimpulzus fele, akkor azt a felvételen már egy jelként érzékeljük. Vízi mérések esetén 500 MHz frekvenciájú hullámot feltételezve 2-3 cm közötti vertikális felbontás adódik.

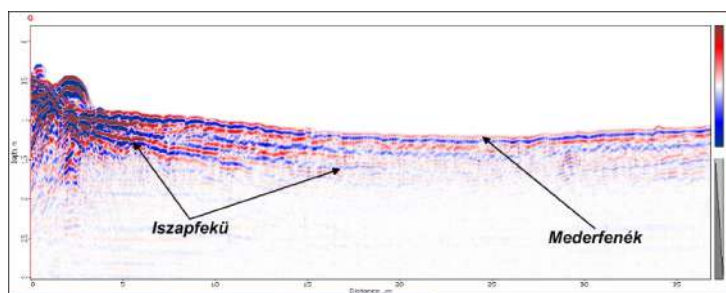
A mérés pozícionálása felszíni GPR antenna esetén a szeizmoakusztikus mérések pozícionálásával megegyező módon történik, a GPS antennát a radar antenna geometriai középpontja fölé erősítve a mérés során folyamatosan rögzítésre kerül az egyes mérési csatornák pozíciója. Bonyolultabb a helyzet a víz alatt vagy a mederfenéken vontatott antenna esetében, hiszen ekkor csak a vontatási pont helyzetét tudjuk meghatározni, és ahhoz képest az antenna helyzetét egy extrapolációval kell meghatározni. Ekkor a centiméteres pontosság már sem horizontális, sem vertikális értelemben nem biztosítható, ezért ezeknek a méréseknek a kiértékelése csak a szeizmikus adatrendszerrel együtt adhat kellő pontosságú eredményt.

9.3.2 Mérési eredmények

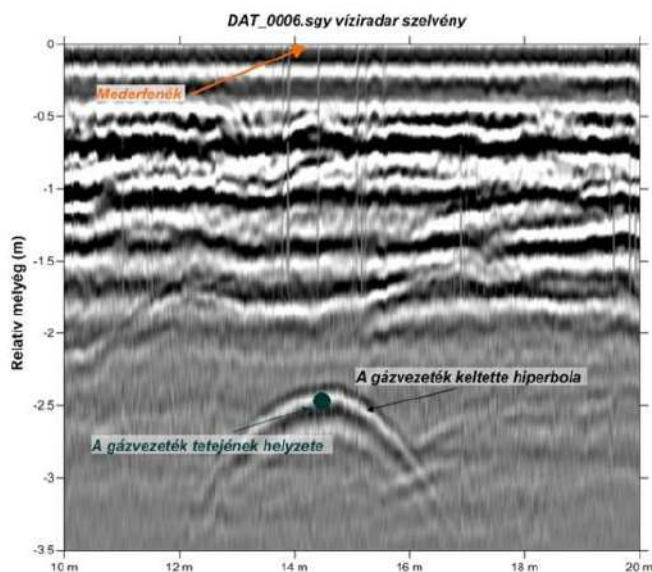
Hasonlóan a szeizmoakusztikus mérésekhez, a földradar mérések esetén is első lépés a mérési adatok feldolgozása, majd az egyes szelvények értelmezése. Ezt követi az értelmezett réteghatárok térképezése, a réteghatárok felületének és az egyes rétegek vastagságának a számítása. Mindez történhet csak földradar mérések adatai alapján, vagy a szeizmikus és földradar mérések adatainak együttes kiértékelése esetén a két adatrendszer integrálásával.

A 9.13. ábra egy vízi GPR szelvényt mutat egy part közeli, biogén gázzal terhelt mederszakaszon. A partközeli, sekélyebb területen a szelvény leképezi mind a mederfenéket, mind pedig az iszapfekűt. A mélyebb területeken már kiütközik a GPR mérés behatolási korlátja, a szelvény középső, mélyebb részén már csak a mederfenék határozható meg egyértelműen, az iszapfekű réteghatára fokozatosan elveszik.

9.13. ábra: Partközeli, biogén gázzal terhelt területen mért vízi GPR szelvény



A GPR mérések másik nagy előnye a szeizmikus méréshez képest a fémekre való fokozott érzékenysége. Míg egy szeizmikus mérési szelvényen megjelenő diffrakciós hiperbola esetén legfeljebb csak becsülni tudjuk, hogy azt egy nagyobb kő, vagy egy fémtárgy, például egy csővezeték okozza, a GPR szelvények esetén ez sokszor könnyen eldönthető. A fém csövekről visszavert radarjel energiája jelentősen nagyobb, mint a környező jeleké, így az eltemetett fém tárgyak nagy biztonsággal azonosíthatók. Erre mutat példát a 9.14. ábra egy Tisza alatti átvezetés GPR felvételével.



9.14. ábra: Tisza alatt átvezetett gázvezeték képe egy mederfenéken vontatott antennával mért földradar szelvényen

10. fejezet

Folyók alaktípusai

10.1 Bevezetés

Ebben a fejezetben a folyók alaktípusaival foglalkozunk; azzal, hogy különböző környezeti körülmények hatására a vízfolyások milyen síkrajzi alakot öltenek (Schumm, 1963). Az "alaktípus" szó eredeti, angol megfelelője, a "planform" is arra utal, hogy a vízfolyások térképi nézetét írja le, nem foglalkozik azok háromdimenziós struktúrájával, mélységviszonyaival, bár természetesen azokra is mond következtetéseket (Schumm, 1985). Az alaktípus jellemzően térképről is megállapítható; ilyenkor gondoljunk azonban arra, hogy a térképen a folyó teljes mederszélességét a kék, vizet jelző felületi jellel színezzük. A valóságban a folyó csak az idő egy – jellemzően kis – részében tölti ki a teljes medrét, a helyszíni bejárás vagy a légi- és műholdas felvételek pedig a mederben levő, de épp szárazon maradó üledékpadokat, zátonyokat is megmutatják.

Nem minden vízfolyásra alkalmazható az alaktípus fogalma. A folyók egy része ugyanis épp napjainkban vágódik be az alapközvetbe, mélyíti völgyét, így térképi alakját kevésbé a saját hidrológiai jellemzői alakítják, sokkal inkább az a tény, hogy nehezen, nagyon lassan erodálható szálkőzetten vagy erre hordott, de igen vékony hordalékán és keskeny völgyben folyik. Vizsgálatunkból ezért kihagyjuk azokat a vízfolyásokat, amelyek alakját, szálkőzetten folyva, annak minősége, lepusztultsága, vagy pedig éppen a folyó korabeli formája határozza meg. A vízfolyások legtöbbje esetén ez a kőzetek által meghatározott szakasz (vagy szakaszok) véget ér(nek), és a folyó szétteríti hordalékát a síksági szakaszokon vagy a torkolatokban. Amikor a folyó a saját hordalékanyagán folyik, akkor alluviálisnak nevezzük. Az alaktípusok az alluviális folyók jellemzői (Miall, 1996).

Egyszerűbb esetben a folyó a forrásvidékén inkább bevágódó, majd ahogy esése csökken, hosszabb-rövidebb geológiai irányítottág után alluviális vízfolyásként folytatja útját torkolata felé. Hosszabb folyamok azokban, ahogy azok más hegyvidéki zónákat kereszteznek, többször is közvetlen kőzettani hatás alá kerülhetnek. Európa ikonikus folyóját, a Dunát, például forrásvidékét elhagyva,

útja során legalább kétszer egyértelműen az alapkőzet irányítja: Felső-Ausztriában a Cseh-erdő, a Vaskapuban pedig Kárpátok keresztelése miatt nemcsak irányát, de alakját is az alapkőzet szabja meg. Részben ilyen kontroll alá esik még pl. a Wachau vidékén, a Dévényi-szorosban és a Dunakanyarban is.

A folyók alaktípusa is folyamatos változásban van. Nemcsak a vízfolyás mentén haladva, ahogy a lejtési- és hordalékviszonyok azt eltérő módon befolyásolják, de a környezet időbeli megváltozása ugyanazon a helyen más alaktípust tesz jellemzővé. Ez ugyan tekinthető lenne tisztán tudományos érdekességnek is, azonban a klíma gyors melegedése – és ezzel pl. Közép-Európában az alakformálásban fontos jeges árvizek visszaszorulása – miatt ez néhány évtized alatt is bekövetkezhet.

Az alluviális folyók alaktípusa – amellet, hogy a keresztezett területek geológiájáról, függőleges felszínmozgásairól hordoz, sok esetben más úton be nem szerezhető információt ¹ – építőmérnöki jelentőséggel bír. A folyószabályozás, vagy akár az egyedi műtárgyak tervezése és létesítése során fontos információ, hogy a folyó az adott szakaszon hogyan viselkedik. Az pedig, hogy a hidrológiai jellemzők: a völgy illetve a meder esése, a vízhozam, a hordalék mennyisége és összetétele milyen alaktípust határoznak meg, akkor is fontos lehet, ha szabályozással vagy elárasztással a folyó és környezete jellegét megváltoztatjuk. A mesterséges és az eredeti állapot közötti különbségnek nemcsak a megteremtése igényel mérnöki munkát és erőfeszítést, de a fenntartása is; ennek költségeit e kétféle állapot különbözősége fogja meghatározni. A folyók természetes, beavatkozás nélküli alaktípusa – amelyre hosszabb-rövidebb idő alatt, az emberi beavatkozás kifejezett fenntartása hiányában maguk is visszaállnak – természetes hidrológiai jellemzőik alapján megbecsülhető.

Építőmérnöki szempontból szintén jelentős, hogy a vízmérnöki beavatkozások, műtárgyak építése maga hogyan befolyásolja az alvízi szakasz hidrológiai jellemzőit (elsősorban a hordalékviszonyait), és ezen keresztül azok annak alaktípusát; így a már fennálló létesítmények működését is. A fejezet végén erre is mutatok néhány példát.

10.2 Az alluviális folyók alaktípusainak áttekintése

Az alaktípusok közül jelentősége, egyedisége és előfordulási gyakorisága miatt kettőt fő alaktípusnak tartunk, a másik négy részben ezekből is levezethető.

10.2.1 Fonatos alaktípus

A hegyvidéki hordaléklerakás legfontosabb folyóvízi környezete. Nincs állandó főága, ágrendszere folyamatos változásban van. Vízjárása szélsőséges: az idő nagy részében medre kis részét foglalja el a víz, nagy és igen nagy szemcsemérettel jellemzett hordaléka:

¹ vö. Ouchi (1985)

kavics, görgeteg, sokszor szárazra kerül. Rengeteg zátonyt, szigetet, és szerteszét szakadó ágrendszert találunk, növényzet csak foltszerűen tud megtelepedni, az élőlő növények alig, így az ágrendszert semmi nem stabilizálja (Miall, 1977). Már első pillantásra is az abszolút káoszként jellemezhetjük, és a rendszer fizikai értelemben is kaotikus. Ez a fajta „hordalékába fulladó” alaktípus azonban nem jellemzi túl hosszan a vízfolyást: ahogy a lerakható hordalék elfogy, más, békésebb formák jelennek meg.



10.1. ábra: Az új-zélandi Rakaia folyó tipikus fonatos mintát mutat alluviális (hordalékanayagon folyó) környezetben. Figyeljük meg a számtalan ágra szakadó meder egyenességét!

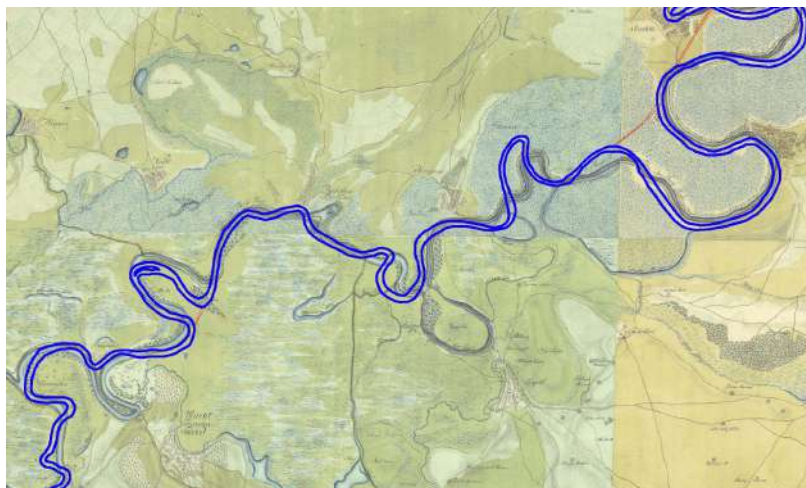
10.2.2 Meanderező alaktípus

Az alföldek, a hegyvidékektől viszonylag távol eső sík vidékek jellemző, szinte ikonikus alaktípusa, a fonatosnak gyakorlatilag mindenben az ellentéte. Egyetlen főága kisebb-nagyobb kanyarokkal halad. Szigetek nagyon ritkán, és rendszerint akkor is a külső körülmények átmeneti változása miatt jelennek meg benne. Vízjárása a forrásvidéktől való távolság és a nagyobb vízgyűjtő miatt jóval egyenletesebb, mint a fonatos típusú folyók esetében. Partjait galériaerdők kísérik. A kanyargós, nyugodt alak azonban nem rejt állandóságot. A sodorvonal a kanyarok külső íve, illetve ahol a meder a völgy általános lejtésével nagyobb szöget zár be, ott az „alsó” partél irányában elmozdul, innen hordalék indul el, miközben a belső íveken és a „felső” partél mentén lerakódást tapasztalhatunk. A mederváltozás időben általában nem állandó: az a medret teljesen kitöltő árvizek esetén néhány nap alatt végbemenő gyors lépésekkel történik (Brice, 1974). Rendszerint ilyenkor történik meg a kanyarok lefűződése is, amikor a fel- és az alvízi kanyarok összeérnek, és így az így lekapcsolódó kanyarív holtágként, morotvaként, állóvízként marad az ártéren.

Ezzel a, geológiai értelemben folyamatosnak tekinthető meder-

mort aqua = holt víz

10.2. ábra: A Tisza alföldi szakasza a meanderező alaktípus egy szép példája. A háttér-térkép az 1783-86 között készült I. katonai felmérés mozaikja, a kék vonalpár a folyónak a mintegy 70 évvel későbbi második katonai felmérésről digitalizált partvonalait mutatja. Figyeljük meg a medervonal megváltozását: a meanderívek bővülnek, folyásirányban lefelé sodródnak és lefűződnek.



változással együtt a meanderező folyószakaszok hordalékszállítás szempontjából egyensúlyban levőnek tekinthetők. A légifényképeken vagy térképeken felismerhető jellegzetes alak minden, csak nem kaotikus: mint egy későbbi pontban megmutatjuk, az esetek túlnyomó többségében egy kifinomult önszabályozó rendszert láthatunk: a meanderező folyó dinamikája saját mederlejtésének fenntartását végzi. Egész geológiai medencéket feltöltő hordaléktöbblete árvizek idején jelentkezik. Ez azonban finomszemcsés hordalék, így a lapos, nagy kiterjedésű ártéren a folyó medrétől nagy távolságra is eljutva ott is képes lerakódásra.

Ebben a rendszerben szigetek csak két módon és két ponton jelenhetnek meg. Egyrészt a kanyarok folyamatos növekedése közben a belső ívek mentén a lerakódás sávokban, egyes árvizekhez kapcsolódóan, a fák évgyűrűihez hasonló „árvíz-gyűrűként” jelentkező övzátony-sorozatot eredményez. Az övzátonyok közt alacsonyabb a terepszint, amelyet a folyó ekkor még könnyen elönt (ezzel oda árvízi hordalékot juttatva a térszint el is egyengeti). A sodorvonalhoz legközelebbi övzátony(ok) esetleg a térképi ábrázolásban szigetként jelenhetnek meg, funkcionálisan azonban nem azok. A másik lehetőség, hogy két kanyarív között, a sodorvonal inflexiós pontjában (ahol a sodorvonalhoz húzott érintő egyben metszi is azt), tehát a meanderező folyó jellemző gázló-pontjában lapos sziget jelenhet meg, amelyet a növényzet stabilizálni képes. Ez azonban nagyon ritka, és kialakulásának feltétele, hogy egy mellékfolyó hordaléktöbbletet juttasson a meanderező vízfolyásba, a torkolat helyén átmenetileg megbontva annak hordalék-egyensúlyát.

E két fő alaktípus mellett négy további különböztethetünk meg, ezek közül az első kettő a fentiek átmeneti illetve bizonyos hatások miatt módosult változataként jelenik meg, az utolsó kettő pedig a folyók igen sík területeken, általában a (delta)torkolatokban haladó szakaszain fordul csak elő.

A „meanderezés” szó a nyugat-anatóliai Menderes folyó ókori görög nevéből: Meandros, származik.

10.2.3 Vándorló alaktípus

Nevét a rá jellemző gyors oldalirányú mederváltozásról kapta. Mind földrajzi helyzetében, mind morfológiai jellemzőiben a fenti két fő típus közötti átmenetnek tekinthető. Kanyargós, szinte a meanderező típusra emlékeztető főága van, amelyről azonban számos mellékág (fattyúágak) szakadnak le, szinte az egész árteret kitöltve, amelyek szintén kanyarognak. E mellékág-rendszerben az, hogy épp melyik a legnagyobb vízhozamot levezető főág, gyorsan változik, és ha ez az ártér szélére kerül, ezzel újabb fattyúágak kialakulásának alapját teremti meg. A vándorló alaktípus tehát kanyarog is és közben szigetei, zátonyai is vannak.

Hordalékanyagára a kavics a jellemző, ezért az angol nyelvű szakirodalomban „wandering graded bed” típusnak is nevezik.



10.3. ábra: Ahol a Tisza kilép a Kárpátok előhegyei közül az Alföldre, lejtése csökken, de hordaléka bőven van. A hordalékkúp-építés szakasza ez, a vándorló alaktípus pedig valóban átmenet a fonatos és meanderező minta között.

A hordalékkúpok fő alaktípusa, gyors oldalirányú mozgása lehetővé teszi, hogy a hegyvidéki kilépési ponttól a folyó folyásiránya geológiai időskálán mérve a magára hagyott locsolócsőhöz hasonlóan „csapkodjon”, így juttatva hordalékot a teljes hordalékkúpra.

10.2.4 Fattyúágas alaktípus

A folyómeder stabil, helyét alig változtatja, jellemzően egyenes, enyhe kanyarívekkel. Jellemző az egyértelmű főág és az erről leszakadó sok, általában kisebb mellékág, a hosszú, nagyobb területű szigetek és emellett a kisebb szigetek igen gyakori előfordulása. A stabil mederrajzolat miatt a növényzet könnyen megtelepszik a partján, a kisebb szigetek folyásirányban lefelé elmozdulnak, emiatt a növényzet a felvízi végükön legsűrűbb/legidősebb. Partjait görgetett hordaléka, rendszerint kavics borítja.

10.2.5 Szövedékes alaktípus

Az igen lapos síkságon, jellemzően a folyók torkolathoz vagy helyi erózióbázishoz közeli szakaszán, de viszonylag nagy hordalékterménység mellett kialakuló típust igen sok, egyenként is általában meanderező ágra szakadás jellemzi, amelyek közül néhány megmarad fő vízlevezetőnek. A torkolati vagy szárazföldi folyódelták jellemző alakja, erős hordaléklerakással (Smith és Smith, 1980).

10.4. ábra: A Duna Budapest feletti szakasza, a fattyúágas alaktípus szép példája. A meder alig kanyarog, sok sziget ill. mellékág (fattyúág) jellemzi. Partjait növényzet borítja, a szigetek folyásirányban lassan mozognak, de a rendszer meglehetősen stabil.



10.5. ábra: A Brahmaputra deltája műholdfelvételen: a szövedékes alaktípus mintapeldája.

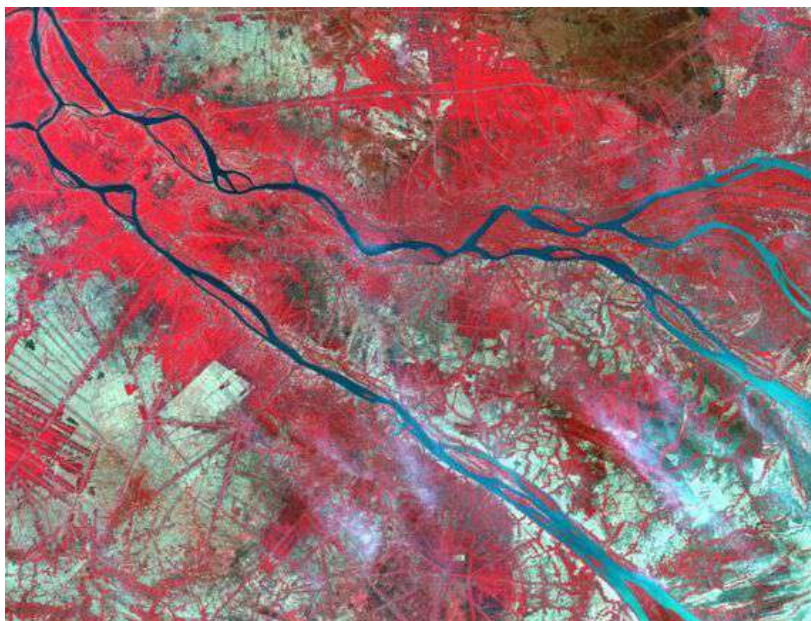


10.2.6 Egyenes alaktípus

Nagyon alacsony energiájú környezetben (kis vízhozam, alacsony lejtés mellett) ritkán kialakuló típus, amely annyiban különbözik a fattyúágastól, hogy szigetek is ritkán fordulnak elő. Nagyobb vízhozam esetén a torkolatok közelében is kialakulhat, ha a dagály és az apály szintkülönbsége jelentős. Ilyenkor az árapály gyorsan kimossa az érkező hordalékot, mozgása pedig maga is kiegyenesíti a medret (tölcsértorkolatok folytatása). Szövedékes delták főágainak torkolati szakasza is gyakran kiegyenesedik.

10.3 Szakaszjellegek és nevezéktan

A hazai geomorfológiai és hidrológiai szakirodalom a folyókat hordalékmérlegük szerint felső-, közép- és alsószakasz-jellegű vízfolyásokra osztja. Ez az igen logikus felosztás azonban azt a tévképzetet keltheti az érdeklődőben, hogy a folyók a forrásuk után jellemzően felső-, majd ezt követően jellemzően középszakasz-jellegűek, és az alsószakasz-jelleg a torkolathoz közeli vidéken fordul elő. Minthogy azonban a hegyvidékeket geológiai okokból



10.6. ábra: A Mekong-delta egyik ága szabályozás nélkül is gyakorlatilag egyenes volt: a nagyon kis lejtés miatti alacsony energia nem elegendő a meanderek kialakítására, ami párosul az árapály okozta kiegyenesítő hatással.

a legtöbbször igen határozott kiterjedés jellemzi, ahogy a folyó ezt elhagyja, saját mederlejtése – bár annak csökkenése legtöbbször monoton – igen hirtelen tud a hegyvidéki nagy értékről a síkságira esni. Az ausztriai Duna – már bőven az alluviális szakaszán, de még a hegyek között – ezrelék² körüli lejtése Bécsnél kezd csökkeni, ahol a folyam elhagyja az Alpok hegyeit. A Kisalföldre belépve esése még mindig kilométerenként 25 cm-t meghaladó, hogy ez a Szigetköz alsó részétől mintegy kilométerenként 5 centiméteres értékig csökkenjen. Ez nagyon durva csökkenés egy kb. 100 kilométer hosszú folyószakaszon, nem meglepő, hogy itt a régió egyik legnagyobb hordalékkúpjának kiépülését láthatjuk folyamatosan. A hegyekből hirtelen kilépő, lejtését nagyon rövid szakaszon elvesztő vízfolyások pedig mindenütt hasonló alakzatokat képeznek: hordalékmérlegük itt egyértelműen alsószakasz-jellegűvé teszi őket, melyet alvízi irányban a középszakasz-jelleg vált fel.

² 1 méter kilométerenként

A nemzetközi szakirodalom a felső-, közép- és alsószakasz-jelleget rendre *'straight'*, *'meandering'* és *'braided'* szavakkal írja le, itt azonban mindenképp meg kell jegyezzük, hogy ezek a szakszavak az alaktípusok neveiben is így szerepelnek (egyenes, meanderező, fonatos). A különböző jelenségekhez rendelt azonos kifejezések miatt itt rendet kell tennünk.

Az angol *'straight'* szakaszjellegként a folyók bevágó szakaszain jellemző egyenes alakra utal; ehhez nem is rendelünk alaktípust, hisz a vízfolyás itt nem alluviális, hanem szálkőzetten vagy vékony hordalékon halad. A *'braided'* mint szakaszjelleg az alsószakasznak felel meg: hordaléklerakásra utal. A tárgyalt alaktípusok közül a fonatos, a vándorló és a szövedékes is ennek feleltethető meg. Ezek közül a fonatos jellemzően még a hegységek belsejének alluviális folyószakaszait, a vándorló pedig a hordalékkúpokat jellemzi. A

klasszikus középszakasz-jelleget nemcsak az angol névadó '*meandering*', meanderező, de a fattyúágas alaktípus is megvalósítja: mint alább látni fogjuk, ezek közt nagyon sok a hasonlóság, egyetlen, aprónak tűnő faktor, a hordalék szemcseméret-eloszlása szabja meg, hogy a kettő közül melyik alakot ölti a középszakasz-jellegű folyó. Elvileg ide tartozik az egyenes alaktípus is, ez azonban a valóságban nagyon ritkán fordul elő.

10.4 Morfometriai paraméterek

Bár a vízfolyások alaktípusa egyszerűen, szinte ránézésre azonosítható, léteznek olyan számszerűsíthető paraméterek, amelyek megadása esetén azon besorolása algoritmikusan is megtehető. A *fonatosodási index* és a *kanyarfejlettség* a legelterjedtebb két ilyen morfológiai paraméter.

A fonatosodási index bevezetéséhez az üstök és gázlók fogalmát kell megértsük. A folyók lejtése még lokálisan sem teljesen egyenletes, a víz lassulása-gyorsulása, a meder lejtésében mutatkozó kisebb változások természetes következménye. Valamennyi alaktípus esetén kialakul a gázlók (kisebb mélység, gyorsabb folyás, lokális duzzasztás) és az üstök (nagyobb mélység, lassabb folyás, lokális „víztárolás”) ismétlődő rendszere. Meanderező és vándorló vízfolyások esetén pl. a kanyarok inflexiós pontjai a gázlók. A fonatosodási index eredeti definíciója szerint a két gázló között kialakult szigetek számával adható meg. A gyakorlatban ez nem mindig becsülhető meg egyszerűen, ezért ezt helyettesíthetjük azzal, hogy a folyó (fő)medrére merőlegesen állított egyenest a folyónak hány mellékága/fattyúága metszi.

A kanyarfejlettségi index vagy kanyarfejlettség számításakor a folyómeder két pontja közötti, sodorvonal menti távolságot osztjuk el a két pontot összekötő egyenes hosszával. Így a kanyarfejlettségi index minimális értéke 1, gyakorlati maximumát a legkisebb kanyar-nyakhoz tartozó leghosszabb mederrész adja meg. Minthogy ez már a lefűződés előtti legutolsó állapot, ugyanígy kiválaszthatjuk a leghosszabb lefűződött holtmedret ³, hosszát az elvégződési pontok távolságával osztva az öt létrehozó folyó maximális kanyarfejlettsége körüli számot kapunk.

A geomorfológiai gyakorlatban a kanyarfejlettség a vízfolyás akár bármely két pontja között felállítható, számszerű elemzésekhez azonban érdemes azt meghatározott távolságonként megtenni. Amikor viszont az indexet nem egy szakaszhoz, hanem egy ponthoz szeretnénk rendelni, a számításhoz ki kell, hogy jelöljünk egy ún. ablakméretet, vagyis hogy a vízfolyás milyen hosszú szakaszára kívánjuk a kanyarfejlettséget meghatározni. Ezután, miközben a sodorvonalon valamilyen lépésközzel végigmegyünk, minden kiválasztott ponttól az alvízi és felvízi irányba is fél ablakméretnyi távolságra levő pontokhoz eljutva az ablakméretet elosztjuk a köztük számítható euklideszi távolsággal (10.7. ábra). Így egy folyószakaszon a változások is kvantitatív módon kimutathatók.

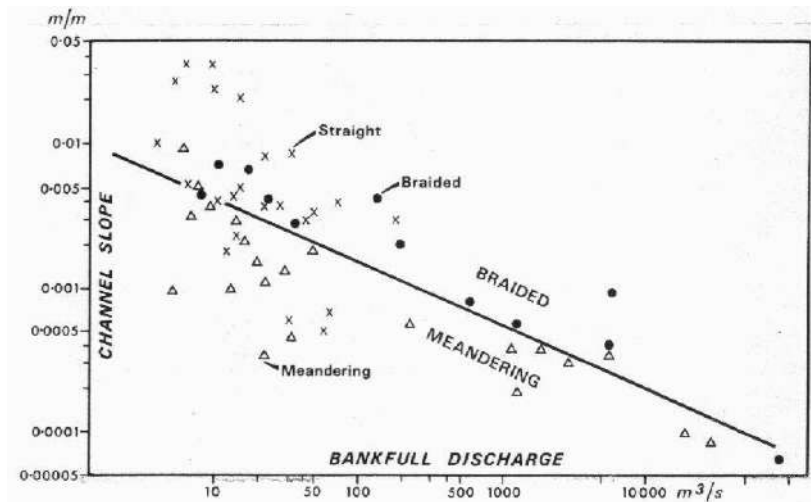
³ morotvát

- a folyó hordalékhozama, és
- a hordalék szemcse-összetétele

Ezen paraméterek ismeretében a folyóknak nemcsak az alaktípusa, de valószínűségi- ill. fuzzy-modellek alkalmazásával annak számszerű hidrológiai paraméterei is becsülhetők.

Az ezzel kapcsolatos vizsgálatok és megállapítások közül az elsők Leopold és Wolman (1957) munkájában jelennek meg. Ők számos észak-amerikai, kisebb-nagyobb vízfolyás szakaszaira vizsgálták a fenti paraméterek és az alaktípus összefüggését. A legmarkánsabb eredményük az volt, hogy a vízhozam- és a lejtésértékek log-log típusú kétdimenziós cross-plotján a meanderező és a fonatos alaktípusok között egy diszkriminációs vonalat húzhatunk (10.8. ábra).

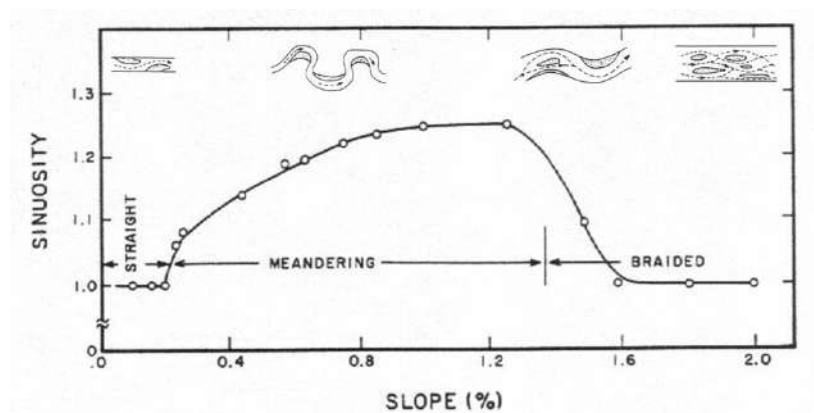
10.8. ábra: Leopold és Wolman (1957) klasszikus ábrája az alaktípusok és a legfontosabb hidrológiai paraméterek: a lejtés és a vízhozam kapcsolatáról. Az ábrán 'straight' (egyenes) megjelölésű, x-szel jelölt pontok az egyenes, de geológiai kontroll alatt álló, nem alluviális folyókat jelölik: ezek szinte bármilyen paraméterekkel jellemezhetők, a mi elemzésünkbe nem illeszkednek és azt nem is zavarják.



A fonatos típus értelemszerűen a nagyobb energiájú, nagyobb lejtéssel és magasabb vízhozammal jellemzett vízfolyásokon alakul ki. A cross-plot továbbfejlesztése Ackers és Charlton (1971) munkája. Ők a meanderező tartomány legkisebb energiájú, legkisebb lejtéssel rendelkező részén mutattak ki egy hasonló diszkriminációs vonalat az egyenes és meanderező típusok között.

A meanderező típusú folyók kanyarfejltségének kísérleti vizsgálata érdekes összefüggésekre mutatott rá a fenti diszkriminációs vonalak értelmezése szempontjából. A Schumm és Khan (1972) által végzett mérés-sorozat egy kisebb vízhozamú mesterséges vízfolyást vizsgált, homokos alluviumon, szabályozható völgylejtés mellett, dönthető laboratóriumi homokkádban. Eredményeik és a kialakult mintázatok a 10.9. ábrán láthatók. Eszerint a kis lejtőszög-értékek mellett még nincs energia a meanderek kialakulásához, még a váltakozó oldali zátonyképződés is épp csak megjelenik. Egy határozottan megadható lejtőszög-értéknél kialakul a meanderezés, a kanyarfejltség pedig kezdetben gyorsan, majd egyre lassuló mértékben növekszik, míg egy másik, adott vízhozamon nagyjából

rögzített lejtőszög-értéknél eléri a maximumát és innen már csökken, a vízfolyás a nagyobb lejtés hatására mind egyenesebbé válik, majd a fonatos minta jelenik meg.



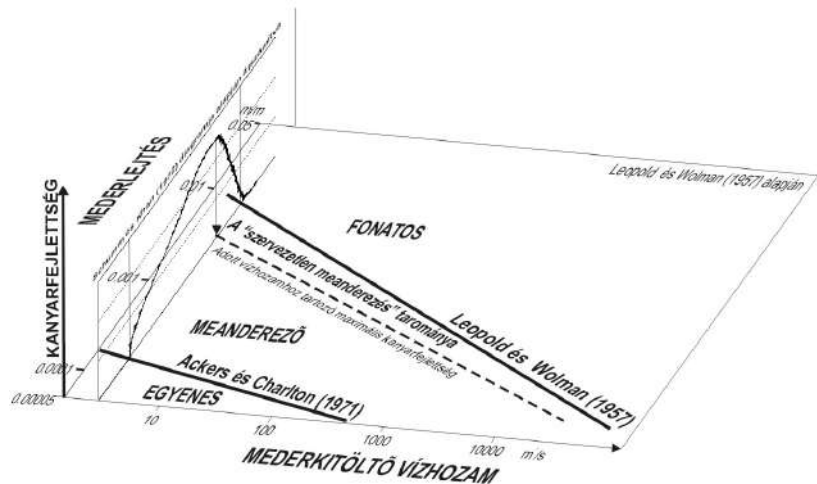
10.9. ábra: Schumm és Khan (1972) kísérleteinek eredménye: állandó vízhozamú kis vízfolyás alaktípusa és kanyarfejltsége a változó lejtőszög függvényében, felül feltüntetve a jellemző folyóalakokat és a zátonyok elhelyezhetését. A kialakuló alaktípusok a növekvő lejtőszöggel rendre: egyenes, meanderező, vándorló, fonatos.

E görbe vízszintes tengelye (lineárisról logaritmikusra alakítást és völgylejtés $\rightarrow$ mederlejtés korrekciót követően) a Leopold és Wolman (1957)-féle 10.8. ábra crossplotján egy függőleges irányú (lejtésfüggő) vonal menti állapotokat mutatja, ezúttal már kanyarfejltségi értékek megadásával, egyelőre egyetlen vonal mentén. Ez a vonal ráadásul a kísérleti vízfolyás kis vízhozama miatt a crossplot ábrázolt részére nem is esik rá, annak bal oldalától (minimális feltüntetett vízhozamától) kisebb értékhez tartozik. A két jelenség mindazonáltal összhangba hozható egymással: az egységnyi kanyarfejltség, az egyenes folyó és a meanderezés közti átmenet az Ackers és Charlton (1971)-féle, míg a meanderezés és a fonatos minta közötti átmenet, a vízfolyás ismét egyenessé, de sok ágon folyóvá váló pontja a Leopold és Wolman (1957)-féle diszkriminációs egyenessel való metszéspontot mutatja.

Vegyük észre, hogy a meanderező tartomány kisebb lejtéshez tartozó részén a kanyarfejltség a völgy lejtésének növelésére növekedéssel válaszol, míg egy határozott maximumot elérve a további lejtés-növekedés egyre jobban kiegyenesíti a vízfolyást. Az első tartományban a meanderező folyó saját kanyarfejltségének növelésével maga szabályozza a meder esését a völgylejtés időbeli változása esetén. A második tartományban erre nem képes. További vizsgálattal kimutatható, hogy a lejtés növelésével kiegyenesedő folyók valójában a vándorló alaktípusba tartoznak (Timár, 2003), amelyeknek ilyen önszabályozó képességük nincsen. A Leopold-Wolman és a Schumm-Khan ábrák kombinációja is lehetséges, egy – egyelőre elméleti – háromdimenziós diagrammá, amely az egyes vízhozam- és lejtésérték mellett legvalószínűbb kanyarfejltségindex-értékeket is megmutatja (10.10. ábra, Timár (2003)).

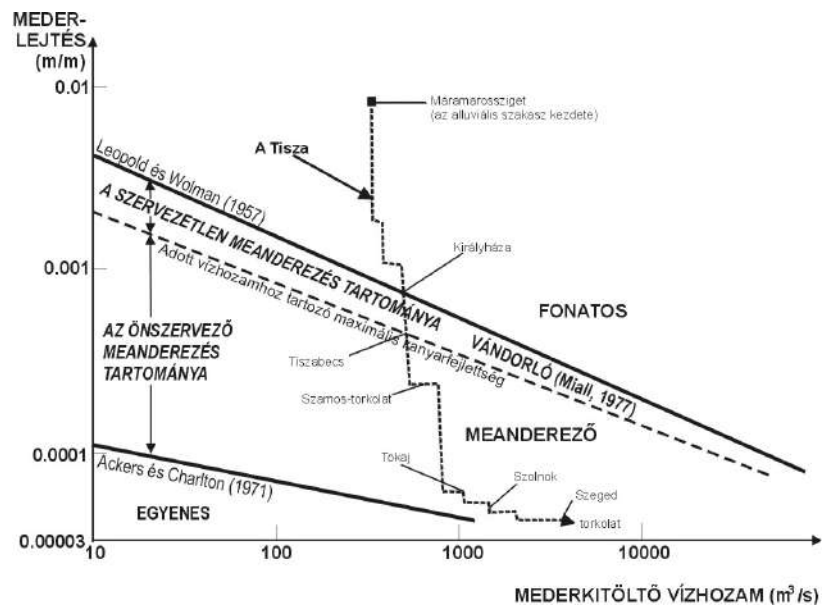
A Tisza alluviális szakaszának pontjait e crossploton az 10.11. ábrán mutatjuk be. A Kárpát-medence folyóinak valós értékeit a 10.10. ábrába visszahelyettesítve valóban felsejlik egy – feltehetően regionális paraméterekkel is jellemzett – nyeregfelület, az ettől való

10.10. ábra: A 10.8 és 10.9. ábrán bemutatott diagramok elvi kombinációja: kanyarfelettség a vízhozam és a lejtés függvényében, a 10.9. ábrán felsorolt alak típusok közti diszkriminációs vonalakkal. Mederkitöltő vízhozam: az a vízhozam, amikor a folyó épp teljesen kitölti a medret, de még nem lép ki a hullámtérre; az alakformáló hatás ilyenkor maximális Timár (2003).



eltérés pedig, a kutatás jelen állása szerint az eddig figyelembe nem vett hordalék-jellemzőkkel, elsősorban a hordalékhozammal hozható kapcsolatba (Petrovszki et al. (2014)).

10.11. ábra: A Tisza alluvialis szakaszának képe a 10.10. ábra „vízszintes” diagramján ábrázolva Timár (2003).



A Schumm és Khan (1972)-féle kísérletnek volt egy szintén nagyon jelentős, bár a későbbiekben kevésbé tárgyalt és idézett eredménye és konklúziója. A homokos alluviumon folytatott kis vízhozamú⁴ modellpatak, ha azt tiszta vízből táplálták, nem alakított ki meandereket. Nagyobb lejtésnél intenzív zátonyképződés indult meg, majd a nagyjából egyenes, de zátonyos folyó fonatossá alakult. Amikor azonban az átfolyatott vízhez gipszport adagoltak, a vízfolyás a megfelelő lejtéstartományban annak rendje s módja szerint meanderezni kezdett.

⁴ néhány liter/s

Ez rendkívül fontos megfigyelés, amelynek komoly gyakorlati jelentősége is van, főként a fattyúágas és meanderező alaktípusok megjelenésének valószínűsítéséhez. Ahogy a Kárpát-medence folyói bizonyítják, e két alaktípus valójában átfedő lejtés- és vízhozam-tartományokban alakul ki. A Duna például, miközben vízhozama és lejtése a Dunakanyartól Bajáig alig változik, Paks felett jellemzően fattyúágas, ettől lefelé pedig meanderező alaktípusú, vagy legalábbis az volt a folyószabályozást megelőző, természetes állapotában. A magyarázat, a Schumm-Khan-féle kísérlet eredményeként is, a hordalék szemcseméretében, annak eloszlásában megmutatkozó változásban rejlik. A meanderezés feltétele ugyanis a lebegtetett hordalék nagyobb töménysége! Tisztán vagy dominánsan görgetett hordalék esetén a „külső íven rombol, belső íven épít” meanderező alap-algoritmus nem tud működni. A kísérleti kis vízfolyásban a homok görgetett hordalék volt, a gipszpor pedig lebegtetett. A Duna esetében a kavics görgetett hordalék, a homok és a finomabb frakció pedig lebegtetett. Amíg a mederben a kavics domináns, nem alakulnak ki a meanderek, a Budapest környékén ismert szigetes, fattyúágas típus jellemző, ahol a kavics elfogy, a folyó rögtön meanderezésbe kezd. Még a folyók színe is utal erre: a kevés lebegtetett hordalékú, tisztának látszó bécsi Duna-szakasz nem véletlenül ihlette Johann Strauss-t a „Kék Duna keringő” megalkotására, míg a jellemzően meanderező Tiszának szinte állandó jelzője a „szőke”, amely szín viszont a Dunát is jellemzi, ha a bajai Duna-hídról tekintünk hullámaira.

10.6 Egyensúlyi állapot, mérnöki jelentőség

A fenti megállapítások, a vízfolyások hidrológiai jellemzőinek hatása az alaktípusra illetve azon belül a morfológiai indexekre valószínűségi alapon érvényesülnek. Az ezzel kapcsolatos korszerű értelmezési módszer érdekes példái megtalálhatók Di Baldassarre et al. (2009) és McMillan et al. (2010) munkáiban. A meanderező folyóknak a nemlineáris (káoszelméleti) fizikából ismert kritikus önszervező Turcotte (1992) jellegét Stolum (1996); Stolum (1998) munkái tárgyalják. Számunkra, vízmérnök és geofizikus szakemberek számára ennek jelentősége az, hogy a hidrológiai jellemzők adott értékei mellett, szabályozás nélkül milyen alakot venne fel és ezen belül mennyire kanyarogna vagy zátonyosodna egy adott folyószakasz. Amennyiben ettől eltérő morfológiát kívánunk szabályozással, mérnöki beavatkozással kialakítani, a tervezett műtárgyak kialakításánál ezt érdemes figyelembe venni. A valószínű állapotól való eltérés mértéke megadja a szabályozott helyzet (jellemzően a műtárgyak) fenntartásának költség-nagyságrendjét is.

Ezen túlmenően két dolgot érdemes különösen figyelembe venni. Az egyik az, hogy bizonyos esetekben egyszerűbb a vízszabályozást a hidrológiai jellemzők megváltoztatásával megtenni, ebben az esetben kevesebb műtárgyat alkotunk kisebb bekerülési költséggel, és időt hagyunk a folyónak ahhoz, hogy az új körülményekhez

alkalmazkodva olyan alakot vegyen fel, amilyent szeretnénk. A Duna budapesti szakaszának szabályozásakor, az 1800-as és 1900-as évek fordulója környékén több helyen alkalmazták ezt a gyakorlatot. A Soroksári-Duna kiágazásának rendezése során pl. csak egy töltés és egyetlen, rövidebb párhuzammű megépítésével olyan folyássebesség-viszonyokat alakítottak ki, hogy a feltöltendő területen (a vasútvonal és a Kvassay-zsilip között) pár évtized alatt, gyakorlatilag minimális emberi beavatkozással lerakódott a feltöltés anyaga (Timár et al., 2013).

A másik, mérnöki szempontból lényeges megfontolás, hogy egyes műtárgyak, jellemzően a duzzasztógátak is komolyan befolyásolják az érintett folyószakasz, de különösen az alvízi szakasz hidrológiai jellemzőit, legfőképpen a hordalékhozamot és a hordalék összetételét azáltal, hogy a görgetett hordalék komoly részét a tározótóban visszatartják. A jelenség mind a magyarországi Duna-szakaszon, mind a duzzasztóművekkel érintett norvégiai vízfolyásokon előfordul és vizsgálható. A hordalékhozam csökkenése miatt az új egyensúlyi helyzetet egy kisebb lejtésű vízfolyás valósítja meg, amely a duzzasztóműtől térben, és annak üzembe helyezésétől időben távolodva csökkenő mértékű mederbevágódást okoz. A bevágódás azonban sem térben sem időben nem „végtelen” folyamat, a folyó méretétől függő idő, a Duna esetében egy-két évtized alatt az megtörténik, a folyó ezalatt alkalmazkodik az új helyzethez, amelynek fenntartása már nem igényel további beavatkozást. Egy másik példát a lengyelországi Visztula folyó kínál. Amikor Európában általában megkezdődtek a folyószabályozási munkák, a folyó – hasonlóan egész Lengyelországhoz – A Monarchia, Oroszország és Németország között volt megosztva. Az „osztrák” szakaszt, Krakó környékén, szabályozták, ezzel felgyorsítva a folyót. Az orosz szakaszon ellenben semmilyen szabályozás nem volt, a lelassuló víz lerakta hordalékának nagy részét, mesterségesen egy vándorló, szinte fonatos alakot képezve ezáltal (Starkel, 1983).

A. függelék

Történeti térképek a hidrológiai és földtudományi gyakorlatban

A.1 Bevezetés

A hidrológiai és vízepítő mérnöki gyakorlatban előfordulnak olyan feladatok, amikor ismernünk kell egy tájnak, jellemzően egy folyó környezetének egy korábbi, esetleg természetes vagy ahhoz közeli állapotát. Ilyen feladatok azok, amikor tudnunk kell, milyen volt a folyók természeti képe azok szabályozását megelőzően, mert

- megváltoztak a hidrológiai paraméterek vagy megváltoztattuk azokat és a (részleges) visszaállítás a cél
- már nincs ismeretünk arról, hogy a beavatkozást, pl. elárasztást megelőzően, milyen volt a táj képe.

Fontos cél lehet a fentiek mellett, hogy a táj korábbi képe esetleg többet őrzött meg a még korábbi állapotokról, a még korábbi medermintázatról. Műtárgyak, töltések, gátak tervezése során lényeges információ, hogy azok helyén vagy azokat akár keresztezve találunk-e elhagyott, korábbi folyóágakat. Ha igen, azok elsősorban az altalaj hidraulikai jellemzőin keresztül érdemben befolyásolhatják a műtárgyak hatékonyságát, bizonyos esetekben akár lehetetlenné is tehetik azok működését. Fontos tudnunk, hogy önmagában a korábbi medervonalra, ágrendszerre vonatkozó információk a talajszerkezet megváltozására nem adnak kvantitatív információt. Pontosan megjelölhetik viszont a mérnöki gyakorlatban, hogy hol érdemes geofizikai méréseket végezni a talajmechanikai és hidraulikai jellemzők jobb megismerése érdekében. A korábbi természeti állapot képének megismeréséhez a történeti, a korábbi időszakokban készült topográfiai vagy mérnöki térképekhez kell fordulnunk –

ahol olyan szerencsés táján járunk a világnak, hogy ezt megtehetjük, mert készültek ilyenek. Szerencsére mind Magyarország, mind Norvégia büszkélkedhet ilyenekkel. Amennyiben pedig a történeti térképek több sorozatban, különböző időszakokra vonatkozóan is elkészültek egy területről – és mindkét ország esetében, további szerencsénkre, ez a helyzet – még a szabályozás előtti állapotban mutatkozó természetes, vagy ahhoz közeli változási dinamika is kimutatható.

A.2 A történeti térképek kvantitatív elemzésének feltétele: a georeferencia

Időnként pusztán úgy is érdekes és hasznos információkhoz jutunk, ha a régebbi térképet megnézzük, arról a korábbi tájat megpróbáljuk elképzelni. A számszerűsíthető, tényleges tervezésbe bevonható következtetésekhez azonban a korabeli térképek információtartalmát a mai környezetben kell tudnunk elhelyezni. Ennek eszköze a *georeferencia*: ezt azt jelenti, hogy a térkép (amely a gyakorlatban általában szkennelt képi állományként áll rendelkezésünkre) minden pontját, raszterét valamilyen pontossággal egy mai térképi koordináta-rendszerben helyezzük el. Ez Norvégiában lehet pl. az *NGO transzverzális Mercator-vetületi rendszere*, Magyarországon pedig az *Egységes Országos Vetület*¹. Szintén érdekes alkalmazás, amely az eredményt rögtön láthatóvá is tesz, ha az illesztést valamely internetes térképi felületen (pl. OpenStreetMap, Google Earth/Maps, Bing Maps, Yahoo Maps) helyezzük el.

¹ EOVS

A legkézenfekvőbb megoldás, hogy a térképen keressünk olyan pontokat, amelyek mai pozícióját – pl. mai térképekről – ismerjük, a georeferálást tegyük meg ezek alkalmazásával. A módszer egyetlen térképszelvényre, bizonyos megkötésekkel² akár egyszerűen működhet is. Az eljárás mindazonáltal két elvi és egy gyakorlati hátránnyal bír.

² nem túl nagy terepi kiterjedés, elegendő számú ilyen illesztőpont megtalálása

Amennyiben nem egyetlen térképről, hanem egy országot vagy országrészt szabályos szelvényhálóban bemutató térképműről van szó, az illesztés során elvárjuk, hogy azok határai a georeferálás eredményeként is jól illeszkedjenek egymáshoz: ezzel a módszerrel ez nem garantált. Ha a térképet nem a saját koordináta-rendszerében (saját térképi vetületében) georeferáljuk, akkor az eredeti és az alkalmazott rendszer közti torzulások is terhelik az eredményt, ami csak viszonylag kis, 10–15 km alatti kiterjedés esetén hanyagolható el. És arról sem feledkezhetünk meg, hogy mind Norvégiában mind Magyarországon bőven találhatunk olyan területeket, ahol a 150–200 éves vagy még korábbi térképszelvényekhez nem találhatunk elegendő illesztőpontot. A helyes gyakorlati megoldás ezért a térkép eredeti koordináta-rendszerének, tehát az alkalmazott geodéziai alapnak és térképi vetületnek a felismerése vagy modellezése, és az illesztőpontok alkalmazásával az abban történő georeferálás. Csak ennek elvégzése után transzformáljuk térképünket a mai térképi alap rendszerébe.

A georeferálás alapja: a térkép koordináta-rendszere. Anélkül, hogy a vonatkozó térinformatikai megfontolásokat részleteiben tárgyalnánk. (Timár és Molnár, 2013), a térképek koordináta-rendszerét két dolog határozza meg: a *geodéziai alapfelület*³ és a *térképi vetület*.

A geodéziai dátum a vetítés céljaként (a térkép készítésekor) megadott – gömb vagy ellipszoid alakú – felület paramétereit és azoknak a Földhöz viszonyított térbeli helyzetét jelenti. Ellipszoid esetén azt két független paraméter (pl.: fél-nagy tengely, lapultság), és a térbeli elhelyezés minimum három paramétere jellemzi. A vetületet a vetület típusa⁴ és annak konkrét paraméterei (vetületi kezdőpont helye az alapfelületen és a képfelületen, skálátényező) definiálják. A vetület maga a mi gyakorlatunkban az egyes pontok alapfelületi helyét (ellipszoidi szélességét és hosszúságát) azok képfelületi (térképi) helyével összekapcsoló egyenletek csoportja. Az egyenletek alakja a térképvetület típusától függ, paramétereit pedig a térkép készítői célszerűen úgy választották meg, hogy az ábrázolt területen a torzulások minimálisak legyenek.

Amint arra már utaltunk, a georeferálást legpontosabban a térkép saját koordináta-rendszerében lehet megvalósítani. Az eredeti koordinátarendszer a térkép készítésének dokumentumaiból (ez általában levéltári információ), a szakirodalomból, vagy a térkép elemzéséből tudhatjuk meg.

A.3 A georeferálás és eredménye

A georeferálás során a szkennelt térképen illesztőpontokat jelölünk ki, megadva azok képi helyzetét és térképi koordináta-rendszerbeli helyzetüket. Minimálisan három, ha hibabecslést is szeretnénk, akkor minimálisan négy illesztőpontot kell megadnunk, amelyekből az illesztést végző szoftver megbecsli a képi → térképi koordináta-rendszerek közötti lineáris transzformáció paramétereit. Hibaként azt jeleníti meg, hogy a képi pontokon így meghatározott transzformáció milyen pontosan számítja az azokhoz megadott térképi koordinátákat. Modern térképek esetén 2-3 pixel, történeti térképek esetében 10-15 pixel hibát tartunk elfogadhatónak, ha ennél nagyobb hibák jelentkeznének, akkor vagy elvi hibát követtünk el (térképi vetület helytelen megválasztása) vagy valamelyik pont koordinátáit hibásan adtuk meg. Sok szelvényből álló, egész országokat vagy országrészeket ábrázoló térképművek esetén elkerüljük a valós tereppontok helyzetén alapuló georeferálást, és a térkép-szelvény széleit vagy az azokon feltüntetett koordináta-vonalak keresztezéseit alkalmazzuk illesztőpontként. A térképszelvény határoló vonalai általában valamely koordináta-rendszerben értelmezett koordináta-vonalak. Amennyiben a térképszelvény alakja szabályos négyszög⁵, akkor a saját vetületében értelmezett, és abban megadható hálózati észak-déli és kelet-nyugati vonalak a szelvényhatárok. Ha a szelvények alakja foktrapéz⁶, akkor azokat az ellipszoidi szélesség és hosszúság vonalai határolják.

³ régebben háromszögelési hálózat, mai általánosabb kifejezéssel geodéziai dátum

⁴ fő vetület típusok: valódi vagy képzetes; sík-, kúp- vagy hengervetület

⁵ Magyarország: II. katonai felmérés; Norvégia: négyzetmérföldes térképek: *kvadratmil kart* és négyszögtérképek, *rektangelkart*

⁶ Magyarország: III. katonai felmérés; Norvégia: foktérképek, *gradekart*

Négyszög alakú szelvények georeferálásakor célszerűen a szelvény sarokpontjait választjuk illesztőpontként. A koordinátarendszer definiálásán túl ebben az esetben a szelvények e rendszerbeli elhelyezkedését is ismerni kell. Ezt az elhelyezést a következő információk valósítják meg:

- a vetületi kezdőpont helyzete a szelvényrendszerben (melyik szelvényen belül hová kerül a kezdőpont, esetleg melyik szelvények sarkaiban találjuk azt)
- az egyes szelvényeknek mekkora a terepi kiterjedésük.

Amennyiben a szelvények szabályosan, konzekvens sor- és oszlopszámokkal megadottak, úgy a sarokponti koordináták a fentiek alapján egyszerűen megadhatók. Más esetben átnézeti térképre lesz szükségünk, vagy ilyent kell készítenünk, megadva, hogy az egyes szelvények hová kerülnek a vetületi síkon, és abból tudjuk visszaolvasni a sarokponti koordinátákat. Arra is készüljünk fel, hogy a történeti térképek még a méterrendszer bevezetése előtt készültek, hossz mértékük valamilyen helyi egység.

Amennyiben a térkép szélességi és hosszúsági koordinátákkal jellemezhető csak, a georeferálás egy lépéssel bonyolultabb. Első körben az illesztőpontokat (pl. a négy sarokpontot) azok ellipszoidi szélességével és hosszúságával adjuk meg. Ne lepődjünk meg: igen nagy hibákat fogunk kapni, ami abból ered, hogy a térképen e vonalak természetesen nem alkotnak merőleges és egyenközű egyenes-seregeket (a térképnek nem ez a vetülete).

Második lépésben a pontokat a georeferálást egyébként is végző térinformatikai szoftverünkkel a rögzített ellipszoidi koordinátákat átváltatjuk a térkép saját vetületébe. A hibáknak ekkor a fent megadott kisebb értékekre kell visszaállniuk. A georeferálás eredményeként a térkép már bármilyen ismert vetületi koordinátarendszerben megjeleníthető, így fedésbe hozható pl. az OpenStreetMap mai adatbázissal, összevetve a korabeli térképezett állapotot a mai terepi helyzettel, illetve a régi térképen bemutatott információkhoz mai (pl. GPS-alapú) koordinátákat rendelhetünk. Természetesen több, azonos területet más időpontban bemutató térképet georeferálva azok tartalma nemcsak a mai térképekre, de egymásra is vetíthető.

A.4 Rendszeres topográfiai térképművek és azok georeferálása

A.4.1 Magyarország

Első katonai felmérés

Méretaránya: 1 bécsi hüvelyk a térképen 400 bécsi ölt jelent a terepen, metrikus rendszerben ez 1:28.800-nak felel meg. Geodéziai alapja egyelőre nem ismert. A teljes Habsburg Birodalomra elkészült, a Magyarország területére eső szelvények felmérési időszaka 1783-86 (Kretschmer et al., 2004). Vetületi paraméterei Cassini-vetületet feltételezve becsülhetők (Timár és Molnár, 2015), a jelen

Magyarországon a *bécsi öl*, Norvégiában pedig a régi norvég mérföld (*gamle norsk mil*) bizonyult a térképi koordináták alapjának.

kiadvány megjelenésekor az alkalmazott georeferencia mégis az ország összes szelvényeiből előállított egyetlen virtuális képmozaikon terepi illesztőpontok alapján történt. Ennek lokális korrekciójával a horizontális illesztési hibák 200 méter alatt maradnak (lásd: 10.2. ábra).

Második katonai felmérés

Méretaránya az I. felmérésével megegyező. A felmérés a napóleoni háborúkat követően kezdődött, Magyarország területén az első hullámban 1822-25 között, majd az országterület nagyobb részén a második hullámban, a szabadságharcot követően, 1857-61 között történt meg. Geodéziai alapja ismert, georeferálása négyszögtérkép-ként megoldott (Timár et al., 2006). Pontossága a legtöbb helyen 50 méternél jobb (A.1. ábra).



A.1. ábra: A szabályozás előtt vándorló alaktípusú Duna a szigetköz /csallóközi szakaszon, a második katonai felmérés szelvényeiből képezett georeferált mozaikon. E szakaszt később töltésekkel szabályozták, majd 1993 óta a bősi (Gabčíkovo) vízlépcső alakította át teljesen a tájat.

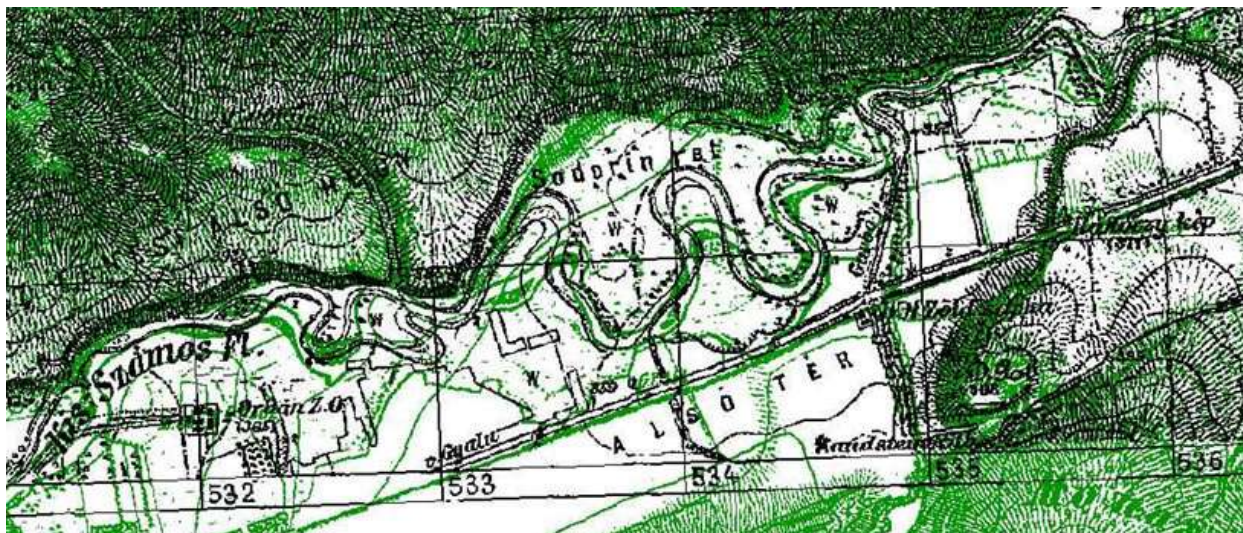
Harmadik katonai felmérés

A felmérési szelvények méretaránya 1:25.000, míg az átnézeti szelvényeké 1:75.000, és ez utóbbiak képezik a vetületi rendszer alapját is. A felmérés időszaka 1869-1880. Az 1:75.000 méretarányú szelvények mindegyikéhez saját síkvetület tartozik (poliédervetület), a szelvények foktrapézok. Georeferálásuk ennek megfelelően a legegyszerűbb (Molnár és Timár, 2009). Geodéziai alapja a félbehagyott kiegyenlítés miatt a második felmérésénél kicsit pontatlanabb (A.2. ábra).

A.4.2 Norvégia

Négyzetmérföld-térképek (kvadratmil kart)

1:10.000 körüli méretarányukkal részletesen ábrázolják Norvégia svéd határvidékének déli részét, a XVIII. század végének megfelelő állapotban (1779-1812; Pettersen (2014)). Vetületi kezdőpont a Kongsvinger melletti erőd zászlórúdja (Pettersen, 2009), a vetület típusa Cassini. A térképszelvények terepi kiterjedés 1*1 régi norvég mérföld (gamle norsk mil), innen származik a nevük is. Georeferálásuk az áttekintő térkép alapján, a vetületi kezdőponttól



A.2. ábra: A Kis-Szamos természetese meander-dinamikája Szászfenecs-nél (Kolozsvártól nyugatra). A második katonai felmérés (1869; zöld) és a harmadik katonai felmérés (1890; fekete) között a meanderek elmozdulása a természetes változásoknak megfelelő. Az erdélyi felmérést a magyarországihoz képest mindkét esetben néhány évvel később hajtották végre.

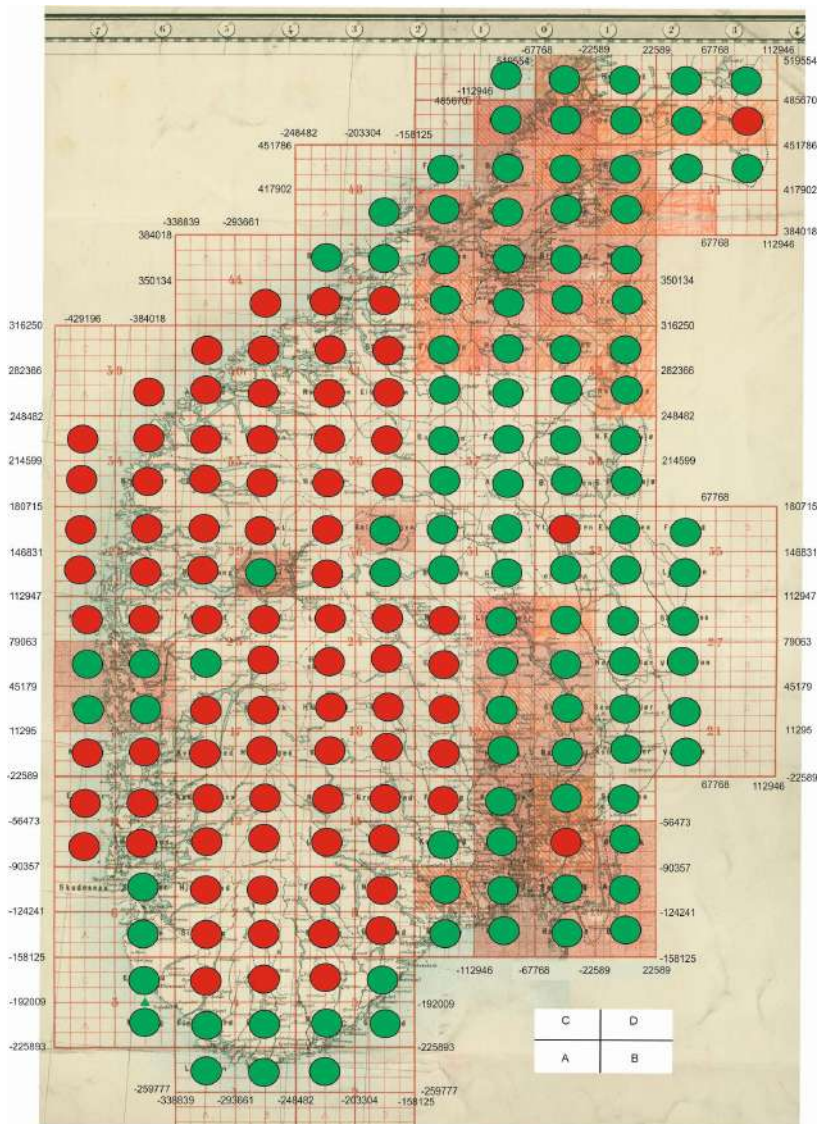
mérföldekben számolt távolság felhasználásával, a szelvény négy sarokpontja, mint illesztőpontok segítségével lehetséges (A.3. ábra). A geodéziai kontroll minősége igen változó: az ábrázolt terület közepén és Oslo térségében pontosnak tekinthető térképmű a déli végén már több kilométeres torzulásokat tartalmaz.



A.3. ábra: A kelet-norvégiai Glommen folyó a négyzetmérföld-térképsorozat 154. szelvényén, a XVIII. század végén.

Négyszögtérképek (Rektangelkart)

Alapvetően a négyzetmérföldes térképek által ábrázolt területre és annak környékére, illetve Trondelag-ra, a gazdaságilag fontos déli partvidékre és Bergen térségére készült el a XIX. század végén illetve a huszadik század első évtizedeiben az 1:100.000 méretarányú négyszögtérkép-sorozat (Harsson, 2011); (A.4. ábra, (Timár et al., 2017a,b)), vetülete azzal megegyezik (Kongsvinger-kezdőpontú Cassini-vetület).



A.4. ábra: A négyszögtérkép-sorozat áttekintő térképe a szelvényhatároknak a kezdőponttól (Kongsvinger) méterben kifejezett távolságával. A zöld körök a meglévő szelvényeket jelzik, a piros körökkel jelölteknek csak az elvi szelvényszámuk adott, azok vagy nem készültek el, vagy nem lelhetőek fel a norvég térképészeti szolgálatnál).

Geodéziai bázisa a megelőző térképénél jóval pontosabb, abban térkép kis méretaránya mellett hibák alig fedezhetők fel. A szelvények terepi kiterjedése 4×3 régi norvég mérföld, a vetületi kezdőpont az azt tartalmazó térkép északnyugati sarkától 2 mérfölddel keletre, illetve 1 mérfölddel délre található. Georeferálása a sarokpontok vetületi koordinátái alapján tehető meg (A.5. ábra).

Egyes területekre a térkép készítéséhez használt nagyobb, pl. 1:50.000 méretarányú részlettérképek is elérhetők (A.6. ábra).

Foktérképek (Gradteigskart)

A XX. század elején a norvég térképészeti szolgálat áttért a Gauss-Krüger (transzverzális Mercator) vetület alkalmazására. A négyszögtérképek készítését megszüntették, majd az abból kimaradt területekkel kezdve, később az egész országra majdnem teljes fedést létrehozva, 1:100.000 méretarányban elkészültek a foktérképek. Terepi kiterjedésük a földrajzi szélesség függvényében változó. Georeferálásukkor a négy sarokpont földrajzi koordinátáit



A.5. ábra: A négyzögtérkép-sorozat szelvényeiből összeállított georeferált mozaik Trondheim térségéről.



A.6. ábra: Az 1:50.000 méretarányú munkaszelvényen található a legnagyobb felbontású és egyben legkorábbi (1867) topográfiai adatokat a Gaula folyó alsó folyásáról (Dél-Trondelag megye).

adjuk meg az NGO-dátumon, majd a koordinátákat átváltjuk Gauss-Krüger vetületbe és ezekkel az értékekkel hajtjuk végre a műveletet.

Irodalomjegyzék

ACKERS, P. és CHARLTON, F. G. (1971): *The slope and resistance of small meandering channels*. Inst. Civil Engineers Proc. Supp., vol. XV

AGRAWAL, Y. C. (2016): *Combining Optical and Acoustic Backscatter for a New Sediment Sensor*. In AGRAWAL, Y., BARANYA, S. és MIKKELSEN, O. (szerk.), *Particles in Europe*

BARANYA, S., CSITI, B. és TÖRÖK, G. (2016): *Quantitative mapping of the dredged material mixing in the Danube River*. In AGRAWAL, Y., BARANYA, S. és MIKKELSEN, O. (szerk.), *Particles in Europe*

BARANYA, S. és JÓZSA, J. (2006): *Flow analysis in river Danube by field measurement and 3D CFD turbulence modelling*. Periodica Polytechnica. Civil Engineering, vol. 50(1), p. 57

BARANYA, S. és JÓZSA, J. (2010): *ADCP alkalmazása lebegtetett hordalék koncentráció becslésére*. HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY, vol. 90(3), pp. 17–22

BARANYA, S. és JÓZSA, J. (2013): *Estimation of suspended sediment concentrations with ADCP in Danube River*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, vol. 61(3), pp. 232–240

BARANYA, S., JÓZSA, J. és KÉRI, B. (2008): *Methodological analysis of fixed and moving boat ADCP measurements on three Hungarian river reaches*. In ET AL, A. M. (szerk.), *River Flow 2008: Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics*. pp. 2375–2382

BRICE, J. C. (1974): *Evolution of meander loops*. Geological Society of America Bulletin, vol. 85(4), pp. 581–586

BUNTE, K. és ABT, S. R. (2001): *Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring*

CSITI, B. (2016): *Investigation of direct and indirect suspended sediment measuring methods*

CZUBA, J., MAGIRL, C., CZUBA, C., GROSSMAN, E., CURRAN, C., GENDASZEK, A. és DINICOLA, R. (2011): *Comparability of Suspended-Sediment Concentration and Total Suspended Solids Data Sediment Load from Major Rivers into Puget Sound and its Adjacent Waters*. USGS Fact Sheet, vol. 2011, p. 083

DI BALDASSARRE, G., SCHUMANN, G. és BATES, P. D. (2009): *A technique for the calibration of hydraulic models using uncertain satellite observations of flood extent*. Journal of Hydrology, vol. 367(3), pp. 276–282

EDGERTON, H. E. és HAYWARD, G. G. (1964): *The 'boomer' sonar source for seismic profiling*. Journal of Geophysical Research, vol. 69(14), pp. 3033–3042

EINSTEIN, H. A. ET AL. (1950): *The bed-load function for sediment transportation in open channel flows*, vol. 1026. Citeseer

EVANS, B. J. (1997): *A handbook for seismic data acquisition in exploration*. Society of exploration geophysicists

FINSTAD, A., EINUM, S., FORSETH, T. és UGEDAL, O. (2007): *Shelter availability affects behaviour, size-dependent and mean growth of juvenile Atlantic salmon*. Freshwater Biology, vol. 52(9), pp. 1710–1718

FLEIT, G. (2013): *Élőhely szempontú folyószabályozás megalapozásakorszerű hidromorfológiai adatelemzéssel*. Tudományos Diákköri Konferencia 2013

FONDRIEST ENVIRONMENTAL, I. (2014): *Fundamentals of Environmental Measurements: Sediment Transport and Deposition*

URL <http://www.fondriest.com/environmental-measurements/parameters/hydrology/sediment-transport-deposition/>

GAEUMAN, D. és JACOBSON, R. B. (2006): *Acoustic bed velocity and bed load dynamics in a large sand bed river*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol. 111(F2)

GAEUMAN, D. és RENNIE, C. (2006): *A comparison of two field studies of acoustic bed velocity: grain size and instrument frequency effects*. In Proc., Federal Interagency Sedimentation Conf

GARCIA, M. H. (2008): *Sedimentation engineering: processes, measurements, modeling and practice*

HABERSACK, H. és FÜR LAND-UND FORSTWIRTSCHAFT ÖSTERREICH, B. (2008): *Schwebstoffe im Fließgewässer: Leitfaden zur Erfassung des Schwebstofftransportes*. BMLFUW

HAIMANN, M., GMEINER, P., LIEDERMANN, M., AIGNER, J., KREISLER, A., RIEGLER, A., BLAMAUER, B., BARANYA, S., TÖRÖK, G. T., FICSOR, J., JÓZSA, J., MOHÁCSINÉ SIMON, G., HENGL, M. és HABERSACK, H. (2014): *Handbuch Sedimenttransportmonitoring*

HAJNAL, G. és KORIS, K. (2014): *Hidrológia I*. Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem

HARSSON, B. (2011): *Verneplan for kart og oppmåling. Hva vi bør ta vare på i Norge fra klassisk oppmåling gjennom mer enn 200 år*. Statens Kartverk, Hønefoss. ISBN 978-82-7945-045-0

HELLEY, E. J. és SMITH, W. (1971): *Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler*. Tech. Rep.

JOCHAM, S. (2010): *An approach to link shelter abundance and grain size distribution for the assessment of sediment quality for juvenile Atlantic salmon*

KONDOR, G. (2016): *Lézerszkennelés – Eredmények és tapasztalatok*. In XXXIV. Országos Vándorgyűlés. Magyar Hidrológiai Társaság. ISBN 978-963-8172-35-8

KORIS, K. és WINTER, J. (1999): *Hidrológiai mérőgyakorlat*. Műegyetem Kiadó

KRETSCHMER, I., DÖRFLINGER, J. és WAWRIK, F. (2004): *Österreichische Kartographie*. Wiener Schiften zur Geographie und Kartographie, vol. 15

KRUMBEIN, W. C., PETTIJOHN, F. J. ET AL. (1938): *Manual of sedimentary petrography*

KULCSÁR, L. (2013): *Dráva morfológiai monitoring – hordalékmérések*. In XXXI. Országos Vándorgyűlés. Magyar Hidrológiai Társaság

KUTAI, R. (2014): *Pontbeli zavarosság mérésen alapuló hordalékhozam becslő eljárás implementálása a Dunára*

LANCASTER, S. T. és BRAS, R. L. (2002): *A simple model of river meandering and its comparison to natural channels*. Hydrological Processes, vol. 16(1), pp. 1–26

LANGLAND, M. és CRONIN, T. (2003): *A summary report of sediment processes in Chesapeake Bay and watershed*. Tech. Rep.

LEOPOLD, L. B. és WOLMAN, M. G. (1957): *River channel patterns; braided, meandering and straight*. USGS Prof. Paper, (282B)

LIEDERMANN, M., TRITTHART, M. és HABERSACK, H. (2013): *Particle path characteristics at the large gravel-bed river Danube: results from a tracer study and numerical modelling*. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 38(5), pp. 512–522

MCMILLAN, H., FREER, J., PAPPENBERGER, F., KRUEGER, T. és CLARK, M. (2010): *Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions*. Hydrological Processes, vol. 24(10), pp. 1270–1284

MIAL, A. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits* Springer-Verlag. Berlin Heidelberg

MIAL, A. D. (1977): *A review of the braided-river depositional environment*. Earth-Science Reviews, vol. 13(1), pp. 1–62

MOLNÁR, G. és TIMÁR, G. (2009): *Mosaicking of the 1:75 000 sheets of the Third Military Survey of the Habsburg Empire*. Acta geodaetica et geophysica Hungarica, vol. 44(1), pp. 115–120

- MOSHER, D. C. és SIMPKIN, P. G. (1999): *Environmental marine Geoscience 1. Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling: Data acquisition*. Geoscience Canada, vol. 26(4)
- MUSTE, M. (2012): *Acoustic Technologies: Hydrometry & Beyond*
- MUSTE, M., BARANYA, S., TSUBAKI, R., KIM, D., HO, H., TSAI, H. és LAW, D. (2016): *Acoustic mapping velocimetry*. Water Resources Research, vol. 52(5), pp. 4132–4150
- MUSTE, M., FUJITA, I. és HAUET, A. (2008): *Large-scale particle image velocimetry for measurements in riverine environments*. Water Resources Research, vol. 44(4)
- NAGY, K. (2013): *Operatív folyami lebegtetett hordalék monitoring tudományos megalapozása korszerű mérési módszerekkel*
- NIEDERREITER, R. és STEINER, K. (1999): *Der Freeze-Panel-Sampler (Frost-Platten-Sammler; FPS)–Ein neues korngößenunabhängiges Verfahren zur Entnahme gefügeintakter oberflächennaher Urproben aus wassergesättigten Lockersedimenten*. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, vol. 43(1), pp. 30–32
- NOACK, M. (2005): *Application, Validation and Optimization of modelling approaches for the implementation of morphodynamic processes in habitat modelling*. Ph.D. thesis, Master Thesis, Universität Stuttgart: Institute of Hydraulic Engineering
- OUCHI, S. (1985): *Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement*. Geological Society of America Bulletin, vol. 96(4), pp. 504–515
- PETROVSZKI, J., SZÉKELY, B. és TIMÁR, G. (2012): *A systematic overview of the coincidences of river sinuosity changes and tectonically active structures in the Pannonian Basin*. Global and Planetary Change, vol. 98, pp. 109–121
- PETROVSZKI, J., TIMÁR, G. és MOLNÁR, G. (2014): *Is sinuosity a function of slope and bankfull discharge?—A case study of the meandering rivers in the Pannonian Basin*. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, vol. 11(11), pp. 12271–12290
- PETTERSEN, B. R. (2009): *The first astro-geodetic reference frame in Norway, 1779–1815*. Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica, vol. 44(1), pp. 67–78
- PETTERSEN, B. R. (2014): *First astronomical reference meridian in Norway*. Survey Review, vol. 46(337), pp. 245–254
- RENNIE, C. D., MILLAR, R. G. és CHURCH, M. A. (2002): *Measurement of bed load velocity using an acoustic Doppler current profiler*. Journal of Hydraulic Engineering, vol. 128(5), pp. 473–483

- RENNIE, C. D. és VILLARD, P. V. (2004): *Site specificity of bed load measurement using an acoustic Doppler current profiler*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, vol. 109(F3). F03003
URL <http://dx.doi.org/10.1029/2003JF000106>
- ROOTWELT, T. (2014): *Structure from Motion: Turntable Based Reconstruction*. Master's thesis, Institutt for datateknikk og informasjonsvitenskap
- SCHÄLCHLI, U., ABEGG, J. és HUNZINGER, L. (2002): *Innere Kolmation–Methoden zur Erkennung und Bewertung*. EAWAG, Dübendorf, vol. 27
- SCHLICHTING, H. (1955): *Boundary Layer Theory*. McGraw-Hill series in mechanical engineering, McGraw-Hill
- SCHUMM, S. (1985): *Patterns of alluvial rivers*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 13, p. 5
- SCHUMM, S. és KHAN, H. (1972): *Experimental study of channel patterns*. Geological Society of America Bulletin, vol. 83(6), pp. 1755–1770
- SCHUMM, S. A. (1963): *Tentative classification of alluvial river channels*. Geological Survey (US)
- SHIELDS, A. (1936): *Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*. Tech. Rep., Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau
- SIMPKIN, P. és DAVIS, A. (1993): *For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver*. Sea Technology;(United States), vol. 34(9)
- SMITH, D. G. és SMITH, N. D. (1980): *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valley near Bannf, Alberta*. Journal of Sedimentary Research, vol. 50(1)
- SOUTHARD, J. (2006): *An Introduction to Fluid Motions, Sediment Transport, and Current-Generated Sedimentary Structures*
- STARKEL, L. (1983): *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years*. Background to palaeohydrology, pp. 213–235
- STOLUM, H. H. (1996): *River meandering as a self-organization process*. Science, vol. 271(5256), p. 1710
- STØLUM, H.-H. (1998): *Planform geometry and dynamics of meandering rivers*. Geological Society of America Bulletin, vol. 110(11), pp. 1485–1498
- TELBISZ, T., SZÉKELY, B. és TIMÁR, G. (2013): *Digitális terepmodellek, adat, látvány elemzés*. ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék. ISBN 978-963-284-372-8

TIMÁR, G. (2003): *Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain*. Quaternary Science Reviews, vol. 22(20), pp. 2199–2207

TIMÁR, G., BARANYA, S., RÜTHER, N., KVARTEIG, S., GALAMBOS, C., BISZAK, E. és NAGY, D. (2017a): *Rectification of historical topographic maps: a tool revealing the course changes and dynamics of Lower Gaula River, South Trondelag, Norway*. In EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 19. p. 8033

TIMÁR, G., GALAMBOS, C., KVARTEIG, S., BISZAK, E., BARANYA, S. és RÜTHER, N. (2017b): *Coordinate systems and georeference of Norwegian historical topographic maps*. In LIVIERATOS, E. (szerk.), *12th Conference on Digital Approaches to Cartographic Heritage*. pp. 146–151

TIMÁR, G. és MOLNÁR, G. (2013): *Map grids and datums*. Eötvös Lóránd University, Budapest

TIMÁR, G., MOLNÁR, G., SZÉKELY, B., BISZAK, S., VARGA, J. és JANKÓ, A. (2006): *Digitized maps of the Habsburg Empire–The map sheets of the second military survey and their georeferenced version*. Arcanum, Budapest, vol. 59

TIMÁR, G., SZÁVOSZT-VASS, D. és RÁ CZ, T. (2013): *A Duna újkori mederváltozásai Budapestnél, a Budapest-környéki Duna-szigetek története*. In MINDSZENTY, A. (szerk.), *Földtani értékek és az ember*. ELTE Eötvös Kiadó, pp. 156–164

TIMÁR, G. és MOLNÁR, G. (2015): *Inversion application in cartography: estimation of the parameters of the best fitting Cassini-projections of the first Habsburg Military Survey*

TRITTHART, M. és HABERSACK, H. (2011): *Accuracy of bed level interpolation methods commonly applied in large rivers*. In H HABERSACK, D. W., B SCHÖBER (szerk.), *International Conference on the Status and Future of the World's Large Rivers*

TURCOTTE, D. L. (1992): *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge university press

TÖRÖK, S. (2011): *Vízellátás és szennyvízkezelés*

VAN RIJN, L. C. (1984): *Sediment transport, part I: Bed load transport*. Journal of hydraulic engineering, vol. 110(10), pp. 1431–1456

VOGEL, R. M. (2011): *Hydromorphology*. Journal of Water Resources Planning and Management, vol. 137(2), pp. 147–149

VOULGARIS, G. és TROWBRIDGE, J. H. (1998): *Evaluation of the acoustic Doppler velocimeter (ADV) for turbulence measurements*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 15(1), pp. 272–289

ÁDÁNY, S. (2015): *A többsugaras mederfelmérési módszer vizsgálata a Duna példáján keresztül*. MSc diplomamunka