

Pécsi Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Földrajzi Intézet

A Bölcskei-völgy geomorfológiai szintjeinek helyzete és értelmezése a Duna-völgyi szintek összehasonlításával

Készítette: Varga Tamás

Témavezető: Dr. Varga Gábor



2014

Tartalom

1. Abstract	2
2. Bevezetés	3
3. Célkitűzések	6
4. Kutatástörténet.....	8
5. Kutatási módszerek.....	10
5.1. Hagyományos kutatási módszerek	10
5.1.1. Terepbejárás	10
5.1.2. Fotodokumentáció készítés	10
5.2. Térinformatikai módszerek.....	11
6. Természeti viszonyok	17
6.1 A földrajzi elhelyezkedés	17
6.2 Földtani viszonyok	17
6.3 Morfológia	18
6.3.1. A Dunaföldvári-rög	19
6.3.2. A Dunakömlőd-paksi rög	20
7. Eredmények.....	23
7.1. A Felső-Öreghegy Ny-i lejtőjének vizsgálata.....	23
7.2. Teraszvizsgálatok.....	24
7.3. A Bölskei-völgy vizsgálata	25
7.4. Domborzatmodell.....	28
7.5. A GIS vizsgálatok eredményei	28
7.5.1 Hisztogramos vizsgálat	28
7.5.2. Völgyprofil-vizsgálat	32
7.6. Összegzés.....	33
8. További kutatási irányok.....	35
9. Köszönetnyilvánítás.....	36
10. Irodalomjegyzék	37
I. Függelék	42
II. Függelék	43

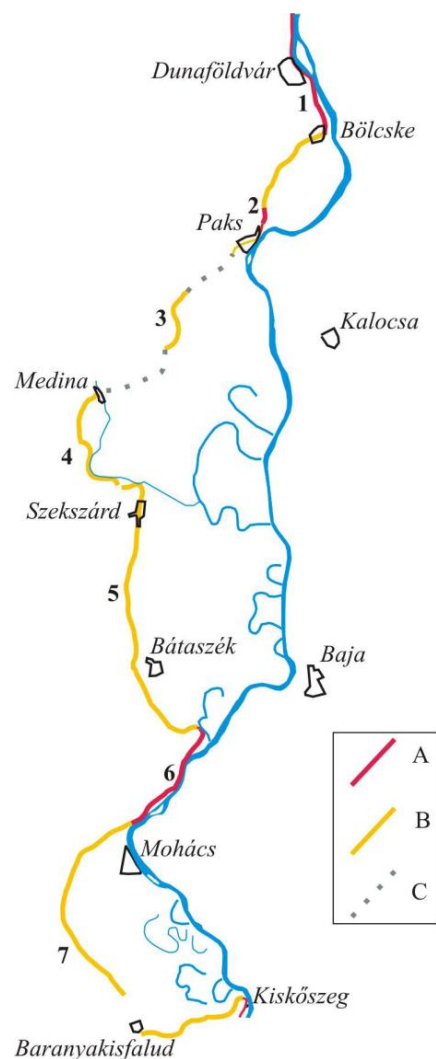
1. Abstract

A domborzat tudományos és gyakorlati szempontú vizsgálata, geomorfológiai térképezése, annak a domborzat fejlődésében és a társadalom életében betöltött szerepét tekintve is kiemelkedő jelentőségű. A domborzatnak már a pusztta megfigyelésével is számos, a felszín kialakulásával kapcsolatos információt szerezhetünk. Dunaföldváron a Bölskei-völgy és a környező domborzat kialakulása az 1950-es években indult kutatások óta nem tisztázott. A változatos felszín hagyományos és geoinformatikai módszerekkel történő vizsgálata segítségével törekedtem az itteni domborzat kvantitatív vizsgálatára. Ezen vizsgálatok segítségével magassági viszonyaik alapján kategorizáltam a völgyben valamint a völgy lejtőin előforduló azonos magasságú felszíneket. A vizsgálatok eredményei alapján sikerült azonosítani a szintek helyzetét és magasságát, valamint ezek adatait felhasználva geomorfológiai térképen ábrázolni a terület morfológiai viszonyait. A vizsgálatok eredménye alapján lehetőség nyílik a Duna által létrehozott ismert korú teraszok magasságának összevetésére az Bölskei-völgyben található felszínek magassági értékeivel.

Kulcsszavak: geomorfológiai térképezés, dunai teraszok, GIS, digitális domborzatmodell, völgyprofil-vizsgálat, Dunaföldvár

2. Bevezetés

Dunaföldvár és környékének geomorfológiai adottságaival számos kutató foglalkozott (BENDEFY L., BULLA B., PÉCSI M.) és foglalkozik jelenleg is (SCHWEITZER F., SZABÓ J.). Az 1950-es évek végén, '60-as évek elején indultak el azok a – többek között – geomorfológiai kutatások, melyek a középtáj és kistájcsoportok részletes feltárására, megismerésére irányultak. Az első részletesen vizsgált középtáj a – Dunaföldvárt is magába foglaló – Mezőföld. A vizsgálati eredmények összefoglalása 1959-ben jelent meg a „Mezőföld természeti földrajza” (ÁDÁM L. et al. 1959) című kötetben. A Mezőföldet K-ről a Duna határolja, amely a jobb parton feltehetően a Coriolis-erő hatására (BALLA Z. 2009) magaspartot alakított ki, mely Érdtől délre szinte összefüggően nyomozható egészen az országhatárig (1. ábra, Dunaföldvártól D-re). A magaspart Érdtől Sióagárdig tartó szakaszát tekintjük a Mezőföld K-i határának (ÁDÁM L. et al. 1959).



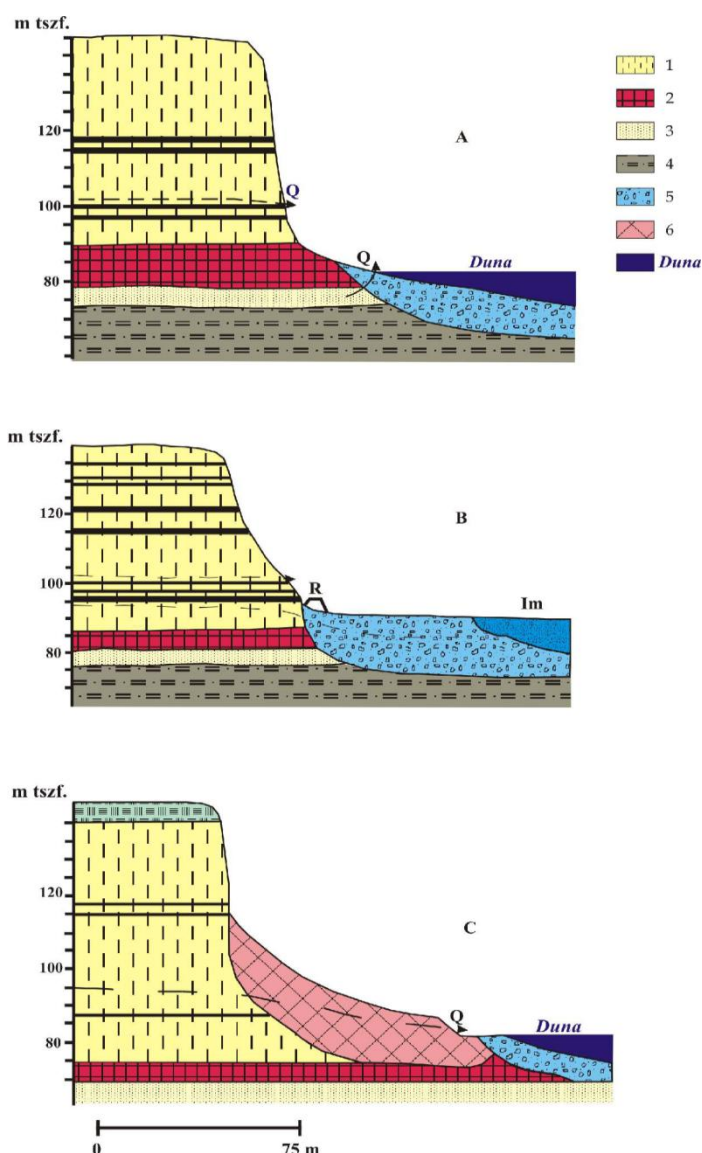
1. ábra. A magaspartok előfordulása Dunaföldvártól D-re (szerk.: FÁBIÁN SZ. Á. 2004).

A = magaspartok közvetlenül a Duna mellett, B = magaspartok a Dunától távol, C = nem jellemzőek tipikus magaspartok, 1 = Dunaföldvár–Bölske, 2 = Dunakömlőd–Paks, 3 = Tengelice–Szőlőhegy, 4 = Medina–Sióagárd, 5 = Szekszárd–Báta, 6 = Báta–Dunaszekcső, 7 = Mohács–Majs

A Duna számos szakaszán igen magas a tömegmozgások kialakulásának kockázata, mivel a Duna több helyen jelenleg is aktívan alámosza, formálja a partot, vagy befolyásolja a magaspart hidrológiai viszonyait, melyek jelentősen meghatározzák a partfal állékonyságát. A hidrológiai tényező alapján magaspartokat KARÁCSONYI S. – SCHEUER GY. (1972/a) alapján 3 jól elkülöníthető csoportba sorolhatjuk (2. ábra):

- Közvetlenül alámosott magaspart: a folyó közvetlenül erodálja a magaspart alját, a csuszamlások kialakulásának kockázata itt a legmagasabb (pl.: Dunaföldvár 1970 előtt).

- Keskeny, természetes vagy mesterséges védőövezet van a folyó és a magaspart között: ilyenkor a folyó közepes vízállás mellett nem mossa alá közvetlenül a magaspartot, így a csuszamlások kialakulásának kockázata csökken (pl.: Dunaföldvár napjainkban).
- Valamilyen okból a folyó jelentős távolságra került a magasparttól (folyószabályozás, korábbi csuszamlás): a folyó már semmilyen vízállásnál nem befolyásolja a magaspart fejlődését (pl.: Dunakömlőd).



2. ábra. A magaspartok típusai: A = Dunaföldvár, B = Dunakömlőd, C = Dunaszekcső (KARACSONYI S. – SCHEUER GY. 1972/a alapján szerk.: FÁBIÁN SZ. Á. 2000). 1 = fosszilis talajokkal tagolt pleisztocén löszösszlet, 2 = Dunaföldvári Formáció (pliocén vörösayag, iszapos homok, vöröses paleotalajok), 3 = felső-miocén–alsó-pliocén homok, 4 = felső-miocén (felső-pannon) agyag, 5 = holocén homokos kavics, 6 = csuszamlásos üledékek, Q = források, --- = talajvízszint, X = kultúrréteg, R = 6-os számú főút és a vasútvonat, Im = feltöltődött Imsósi-Duna meder.

Jelentős méretű tömegmozgások történtek a XX. század második felében, valamint az új évezred első évtizedében (Dunaújváros: 1964; Dunaföldvár: 1970; Dunaszekcső: 2008). Ezen tömegmozgások vizsgálatára, megismerésére több kutatás indult, a kiváltó okoktól az esemény rekonstruálásán keresztül a szűkebb-tágabb értelemben vett jövőbeli következményekig. Nagy számban jelentek meg hazai és nemzetközi folyóiratokban publikált cikkek, a mind a csuszamlások, mind az ezeket kiváltó hatások komplex vizsgálatáról.

Dunaföldvár az egyik legjobban kutatott területek közé tartozik, ennek oka az 1970-ben, az Alsó-Öreghegy lejtőjén, az 1560. folyamkilómétertől D-re lezajlott, Magyarországon az egyik legnagyobb dokumentált szeletes csuszamlás (PÉCSI M. 1971/b). A csuszamlás feltárta a pliocén, pleisztocén és holocén rétegeket az Alsó-Öreghegyen, melyek D-re, a Paksi Téglagyár rétegsorában, ahol ez a löszrétegsor a legteljesebb, beazonosíthatóak a Dunaföldváron leírt rétegek.

A vizsgált területen a kutatások fő irányvonalát a magasparti részek vizsgálata képezi, főként az itt kialakult vagy esetlegesen kialakuló mérnökgeológiai és mérnökgeomorfológiai problémák. Ezek a problémák napjainkban is aktuálisak, ennek megfelelően a közelmúltban számos összefoglaló tanulmány jelent meg ilyen témában (pl.: SCHWEITZER F. 2011). A jó kutatottság mellett néhány terület (pl.: Bölcskei-völgy) kialakulása kérdéses. Dolgozatomban a Bölcskei-völgy recens morfológiájának hagyományos és geoinformatikai módszerekkel történő vizsgálatával próbálok válaszolni a völgy kialakulásával és fejlődésével kapcsolatos kérdésekre.

3. Célkitűzések

A Dunaföldváron eltöltött évek nagyban hozzásegítettek, hogy megismerjem a települést és annak környékét. Egyetemi tanulmányaim megkezdése után már földrajzos szemmel jártam Dunaföldváron és innentől figyeltem kimondottan a terület morfológiáját. Konzulensemmel tett terepbejárások alkalmával olyan érdekességekkel is szembesültem, melyek egészen addig elkerülték a figyelmem. A kezdeti terepbejárások alkalmával számomra a legérdekesebb az Alsó- és Felső-Öreghegy eróziós tanúhegyek (ÁDÁM L. et al. 1959) vonulatainak tágabb morfológiája bizonyult, azonban ennek terepi vizsgálata geodéziai módszerekkel igen költséges lenne. Ezért célom egy olyan digitális domborzatmodell (a továbbiakban DDM) létrehozása, melyen a terület morfológiai viszonyait kvantitatív módon vizsgálni lehet.

A terepi bejárások során különösen a Felső-Öreghegy Ny-i lejtőjének lépcsős morfológiája keltette fel a figyelmem. Annak érdekében, hogy következtetéseket tudjak levonni a lépcsőzetes morfológia kialakulását illetően, először a környező terület felszínformáit kell megvizsgálni. ÁDÁM L. et al. (1959) leírása értelmében a Felső-Öreghegy Ny-i oldalán egy, az alsó-pleisztocénban keletkezett völgy található, melyet feltehetőleg az utolsó interglaciális (Riss-Würm, 130 000 – 114 000 évvel ezelőttig) idején a Duna elfoglalta és a II. számú teraszszintjévé alakított (BULLA B. 1936). Ezt azonban fúrési adatok hiányában igen nehéz bizonyítani (ÁDÁM L. et al. 1959).

A völgyben a Felső-Öreghegy É-i végződésénél jól látható – a völgy mindkét oldali lejtőjét megosztó – szintek figyelhetők meg. A völgynek nincs jelentős saját vízfolyása, így a megfigyelt szintek eredete kérdéses. Ezek a szintek akár az egykori Duna által formált szintek is lehetnek, BULLA B. (1936) megállapítása alapján. Hogy a megoldáshoz közelebb kerüljek, célom hogy a Felső-Öreghegy Ny-i lejtőjén, valamint a süllyedék tulsó felén észlelhető szinteket mutassak ki főleg hagyományos (analóg terepi illetve irodai) módszerekkel (pl.: geomorfológiai térképezés), melyeket térinformatikai (GIS) eszközök (pl.: magasságmodell) segítségével pontosítok. Az 1:10 000 méretarányú EOVTOP topográfiai térképen viszont nem minden terepen megfigyelhető szint különíthető el egyértelműen. Ennek oka valószínűleg az analóg szintvonal-ábrázolási módszerek által szabott korlát. Mivel a DDM is 1:10 000 topográfiai térképek alapján készült, valószínűleg a térinformatikai módszer sem alkalmas a terepen látott, de a térképen nem jelölt szintek elkülönítésére, viszont a jól észlelhető szintek kimutatásában a megfelelő módszerek használatával igen hasznos segítség.

Célom emellett a völgytalp, valamint a völgy oldalának vizsgálata is, ugyanis az itt végzett terepi munka eredményei is számos kérdést vetnek fel a völgy eredetével kapcsolatban. Ezek egy részének megválaszolása morfolometriai módszerek és részletes, a völgy formáit pontosan ábrázoló geomorfológiai térkép segítségével lehetséges. Az így kapott eredmények segítségével megállapítható a megfigyelt szintek magassága és elhelyezkedése, ezáltal lehetőség nyílik arra, hogy összevegyem a kapott értékeket a Duna alacsony és magas árterével, illetve teraszaival (madocsai teraszellipszis), melyek magasságát korábban megállapították.

Munkám végső célja az így kapott eredmények rendszerezése, értelmezése, valamint, amennyiben lehetséges, ezekből következtetni a szintek keletkezésére. A kapott eredmények alapján teljes bizonyossággal valószínűleg nem igazolható vagy cáfolható minden kétséget kizáróan BULLA B. (1936) állítása.

4. Kutatástörténet

Dunaföldvár és környékének geomorfológiai adottságaival számos kutató foglalkozott (BENDEFY L., BULLA B., PÉCSI M.) és foglalkozik jelenleg is (SCHWEITZER F., SZABÓ J.). Az 1930-as évekig a geográfia művelői leginkább a földrajzot, mint egységes tudományt művelő kutatók voltak, a differenciálódás a tudományon belül jelentéktelen volt. Az egyik első ember, aki szakított a régi, klasszikus értelemben vett földrajztudománnyal, BULLA BÉLA volt. A természetföldrajz professzoraként először foglalkozott a természeti földrajz gerincét alkotó geomorfológiával (MAROSI S. 1968), mint önálló tudománnyal. BULLA egyik fő kutatási területe a Duna teraszainak és hordalékkúpjainak geomorfológiai vizsgálata volt. 1936-ban íródott, Teraszok és szintek a Duna jobbpartján Dunaadony és Mohács között c. tanulmányában részletesen foglalkozik a dunaföldvári teraszviszonyokkal. Ebben a tanulmányban kerül megállapításra, hogy a Felső-Öreghegytől Ny-ra fekvő tektonikus süllyedéket a Bölskei-völgyet (SCHWEITZER F. 1971), mely kialakulását tekintve ópleisztocén, tektonikus eredetű, az utolsó (Riss-Würm) interglaciálisban a Duna elfoglalta, majd a II. számú teraszává alakította. A területről ez az egyik első geomorfológiai jellegű leírás. A teraszok megítélése mára sokban eltér az akkoriaktól, azonban BULLA B. (1936) feltevését sem igazolni, sem cáfolni mindeddig nem sikerült. Biztosan csak mélyfúrások adatai dönthetik el a kérdést (ÁDÁM L. et al. 1959), ám a fúrások mélyítése sajnos még a mai napig várat magára.

Az 1950-es évek végén, '60-as évek elején indultak el azok a – többek között – geomorfológiai kutatások, melyek a középtájak és kistájcsoportok részletes feltárására, megismerésére irányultak. Ennek eredményeként született meg a „Magyarország tájföldrajza” című sorozat, amely a kutatási eredményeket összefoglalva ad részletes földrajzi ismereteket Magyarország nagytájairól. Az első részletesen vizsgált középtáj a – Dunaföldvárt is magába foglaló – Mezőföld lett. A vizsgálati eredmények 1959-ben jelentek meg a „Mezőföld természeti földrajza” (ÁDÁM L. et al. 1959) című kötetben. Ez a kötet teljes természetföldrajzi leírást ad a középtájról általában és a kisebb tájegységek felépítéséről valamint kialakulásáról, így Dunaföldvár és környékének természetföldrajzáról is.

Szintén 1959-ben jelent meg PÉCSI M. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása című munkája, melyben a Duna teraszait új szempontok alapján, részletesen vizsgálja a szerző, azok számát és korát jelentősen pontosítja a korábban leírtakhoz képest. A Dunaföldvár környékén megfigyelhető teraszok korát is viszonylag nagy pontossággal

meghatározza (pl.: madocsai teraszellipszis), valamint leírja azok relatív magasságát. Mivel Dunaföldváron a közvetlenül alámosott magaspárt miatt nincs alacsony- és magasártér a Duna jobb partján, valamint a magasabb teraszszintek is hiányoznak közvetlenül a folyó mellett, így a BULLA B. (1936) által II. számú teraszának leírt képződmény magasságát csak a délebbre megfigyelhető fiatalabb teraszképződmények magasságához tudom viszonyítani. Ezeket PÉCSI M. írta le 1959-ben íródott művében.

Az 1970-es év ismét fordulópontot jelentett a terület kutatottságában. Az 1970-es év csapadékos nyara után szeptember 15-én történt a dokumentált tömegmozgások közül az egyik legnagyobb szeletes földcsuszamlás a dunaföldvári Alsó-Öreghegy Duna által alámosott K-i lejtőjén. PÉCSI M. 1971-ben megjelent, A földcsuszamlások főbb típusai című tanulmányában először tipizálja a csuszamlásokat, valamint a dunaföldvári csuszamlás alapján elkészíti a szeletes csuszamlások elvi szelvényét. A '70-es dunaföldvári szeletes csuszamlás, valamint a korábbi, 1964-es dunaújvárosi földmozgás egyfajta kutatási hullámot indított, a '60-as évek végétől, '70-es évek elejétől egy addig kevésbé hangsúlyos irányzat, a mérnökgeomorfológia vált egyre elterjedtebbé. A felszínmozgásokról és mérnökgeomorfológiáról az 1970-es évek második felében számos tanulmány jelent meg (ÁDÁM L. – JUHÁSZ Á. – SCHWEITZER F. – SZILÁRD J. 1976, PÉCSI M. 1978, SCHEUER GY. 1979). Közülük több foglalkozott a dunaföldvári csuszamlással is. A mérnökgeomorfológiai kutatások mellett a löszrétegtani kutatások is fellendültek, ezek eredményeit egyik legjobban összefoglaló kötet szintén PÉCSI M. (1993) nevéhez fűződik, mely Negyedkor és löszkutatás címmel jelent meg.

Az 1970-es évektől indulóan napjainkig a mérnökgeomorfológia kimagasló szerepet tölt be a tudományos értekezések között. Legfőbb aspektusa a dunai magaspartokhoz kapcsolódik, így számos közülük foglalkozik Dunaföldvárral és/vagy annak környékével (FODOR T.-NÉ et al. 1981, FODOR T.-NÉ 1983, SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1984, BALOGH J. et al. 1989, PETZ R. 1989, SZABÓ J. 1996, SCHWEITZER F. 1999, SCHWEITZER F. 2011).

A XX. század végén, XXI. század elején a geoinformatika egyre szélesebb körű alkalmazásával elterjedtté vált a földfelszín modellezése. A modellezés matematikai, informatikai háttéréről számos összefoglaló munka született, főként angol nyelven (LANE, S. N. et al. 1998; WILSON, J. P. et al. 2000; HENGL, T. 2006; NETELER, M. et al. 2008). Ezek segítségével a modellépítés egyes nehézségei áthidalhatóak, ám mivel minden kutatási terület más és más, így a modellező eljárások lépései, módszerei is változhatnak a terület függvényében, ezáltal újabb problémák jelenhetnek meg. Az itt talált leírások, valamint online súgók használatával (ArcHelp) nem okozott gondot a modell létrehozása és esetleges javítása.

5. Kutatási módszerek

Munkám egy jelentős részét a hagyományos természetföldrajzi kutatási módszerek képezték, mint a terepi bejárás és a terület részletes fotódokumentálása. A kutatás kiindulópontja, motiválója volt a korábbi munkám kapcsán szerzett terepi ismeret, melyet célzott problémaorientált terepbejárások követtek. Elcsépeltnek tűnhet a fotódokumentálás módszere, de sokszor ütközünk abba a problémába, hogy egy elemzés során nem ismerjük a kiinduló morfológiát. Így a domborzat, illetve egyes jelenségek fotózása ma is rendkívül fontos, még akkor is, ha ezt ma sokkal könnyebben és egyszerűbben tehetjük meg, mint a 2000-es évek előtt. Éppen ezért ezt a lehetőséget kell a lehető legjobban kihasználni.

5.1. Hagyományos kutatási módszerek

5.1.1. Terepbejárás

Terepi megfigyelést a vizsgált területen összesen 6 alkalommal végeztem a kutatás alatt. Mind a 6 terepbejárást részletes térképi ismeretek gyűjtése előzte meg a területről. A térképek között szerepeltek első- (13–26, 13–27) a második¹- és harmadik katonai (37–47) felmérés térképei, valamint különböző (1:10 000, 1:25 000) méretarányú EOVS térképek Dunaföldvárról és környékéről (45–34, 45–341, 45–342, 45–343, 45–344, 35–121, 35–122, 35–123, 35–124). Ezáltal a területről több mint 200 év adatai állnak rendelkezésre. Az akkori térképek pontossága persze meg sem közelíti a mai térképekét, de áttekintő jellegük igen hasznosnak bizonyult. A korábbi és a mai viszonyokat összehasonlítva könnyebben tudtam következtetni egyes mai, főleg antropogén hatások által létrehozott felszínformák kialakulására. A terepi bejárások során megfigyelt jelenségeket (pl.: a meredek lejtőt megosztó, terasszerű, keskeny, kevésbé lejtő felszínek és a térképen nem ábrázolt, de terepen észlelhető lejtőszög-változásokat) vizsgáltam. Számos esetben kisebb eltérés mutatkozott a valós állapot és a térkép által ábrázoltak között. Ennek okai valószínűleg az EOVS térképek analóg szintvonal-ábrázolásában rejlő korlátok, illetve a szelvények pontatlansága, bizonyos fokú elavultsága. Ezen eltéréseket a GIS-es modellalkotásnál igyekeztem korrigálni, amennyire lehetett, ennek folyamatára később részletesen kitérek.

5.1.2. Fotódokumentáció készítés

A fotódokumentáció jórészt saját, Fujifilm FinePix S7000-es fényképezővel, valamint a PTE TTK Földrajzi Intézet Fujifilm FinePix S100FS típusú fényképezőjével történt. A

¹ Arcanum Adatbázis Kft. online georeferált térképei a második katonai felmérésről.
http://mapire.eu/hu/map/mkf_hun/?zoom=11&lat=46.78904&lon=18.88154

fényképezés során törekedtem a lehető legteljesebb dokumentálásra, ez egy forma esetében több perspektívát és sok felvételt jelent, amelyekből könnyebb a legmegfelelőbbet kiválasztani. A képeken utólag kisebb javításokat végeztem Microsoft Office Picture Manager programban, úgy, mint automatikus szín és fényerő beállítása és a képek vágása. A képek, ábrák és térképek szerkesztésére CorrelDRAW X6 programot használtam.

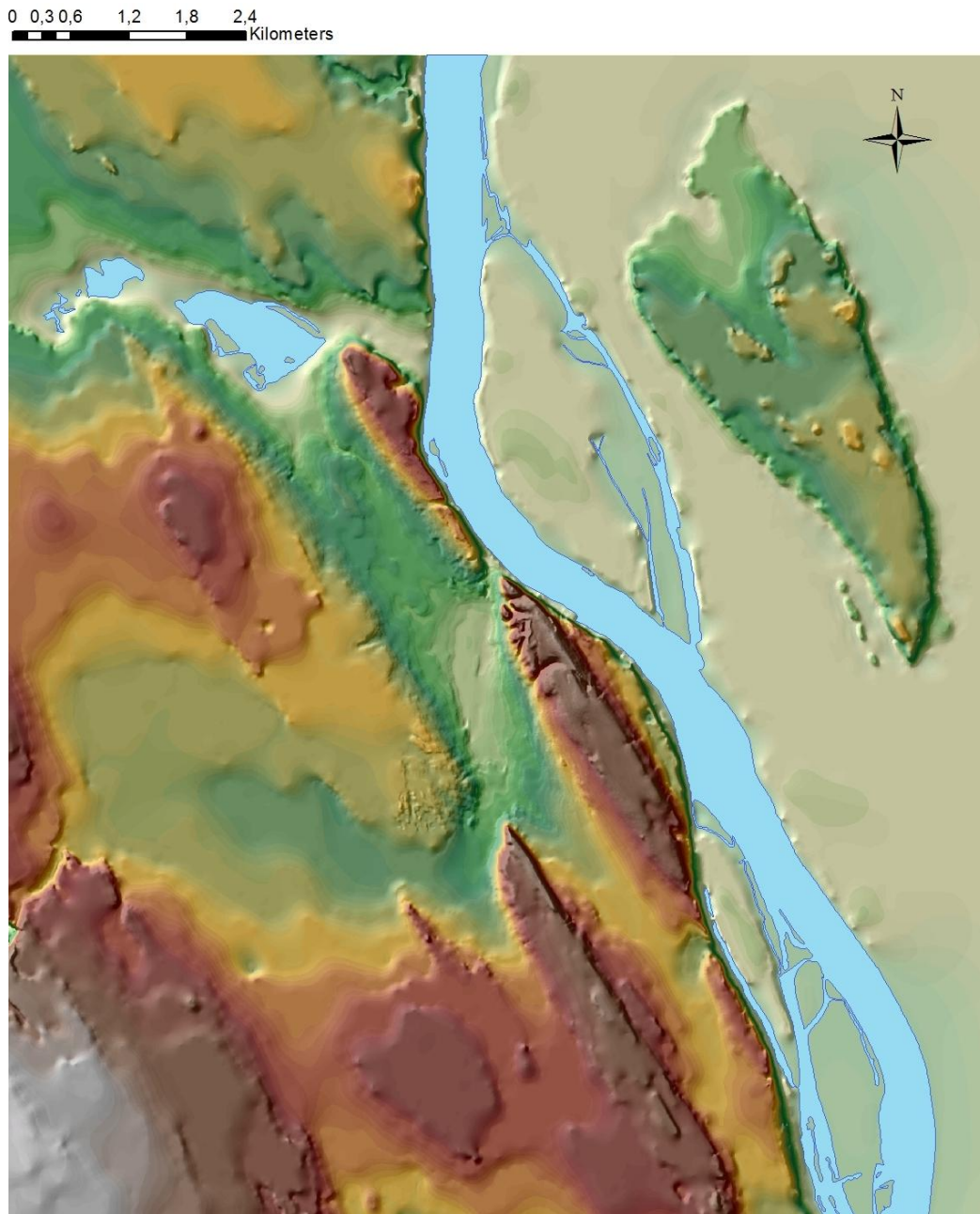
5.2. Térinformatikai módszerek

Dolgozatom másik fontos pontja, hogy digitális raszteres térképállományokból olyan vektoros állományt hozzak létre, melyet fel lehet használni DDM alkotásához. A bemeneti térképlapok egyenként 24 km²-nyi területet fednek le, a vizsgált terület összesen 12 térképlapból áll, a teljes terület így 288 km². A 12 darab szelvényből 10 1 méteres szintvonalközzel ábrázolt, 2 pedig 2,5 méteressel. Dunaföldvár belterületén, a vizsgált völgyben és annak közvetlen környékén a digitalizálás egy méteres, a többi helyen 5 méteres szintvonalközzel történt. A nagyobb relief ellenére a vizsgálati terület közvetlen környékén a modell 1 m-es pontosságú, ami az eredmények pontossága tekintetében kiemelendő. A digitalizálás során a lehető legnagyobb pontosság érdekében akkora nagyítást alkalmaztam az alaptérképen, amekkorát csak lehetséges, így a raszteres és vektoros állományok között csak nagyon csekély eltérés van. A madocsi teraszellipszis területén 5 m-enként történt a digitalizálás, ám mivel a terület reliefje alacsony (ezáltal kevés a főszintvonal), ezért a magassági pontok digitalizálásával segítettem az interpolálást. A teraszellipszis Ny-i részén a magasabb részeket, illetve a Duna bal partját Bölskétől D-re nem digitalizáltam, mivel az itteni felszínek az eredmények szempontjából nem relevánsak.

Az interpolálási eljárások közül az ArcGIS szoftver Topo to raster eljárását választottam. A módszer hidrológiai pontos modell létrehozására alkalmas². Ennek használatával a modell hibái minimálisra csökkentek, az interpolált formák, köztük az általam vizsgált felszínek pedig túlnyomó többségben valósághűen jelentek meg. Az elkészült DDM-et ezután újraosztályoztam olyan módon, hogy a magasságértékek 30 egyenlő kategóriában jelenjenek meg, így az egyes kategóriákba nagyjából 1,3 méteres szintkülönbségű intervallumok tartoznak. Erre azért volt szükség, mert a vizsgált völgyi szintek relatív magasságkülönbsége nem mindenhol haladja meg a 2 métert, így az ennél kisebb léptékű kategorizálás miatt a megjelenítés során a szintek látványosabban elkülönülnek. Azért nem az 1 méterenkénti tagolást választottam, mivel a modell legalacsonyabb és legmagasabb pontja közötti magasság

² ArcGIS Resources – ArcGIS Help 10.1 – Topo to Raster (Spatial Analyst).
<http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#/009z00000006s0000000>

nem osztható egyenlő részekre úgy, hogy kerek számú kategória legyen. A kerek számú kategória a későbbi vizsgálatok számszerűsítéséhez szükséges. A szemléletesség érdekében a DDM-et 50%-os átlátszósággal a Shaded relief réteg fölé helyeztem. Az így kapott állomány a 3. ábrán látható.

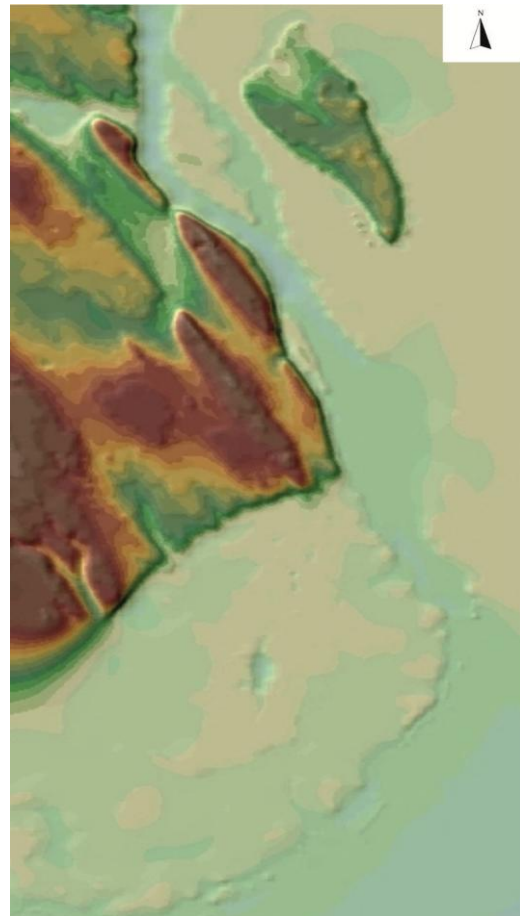


3. ábra. Dunaföldvár és környékének domborzatmodellje.

A madocsai teraszellipszis digitalizálása után ismét interpoláltam a teljes területet, viszont az adatok kezelhetősége érdekében 30 kategóriába soroltam az újraosztályozott értékeket, így az egyes intervallumok kicsivel több, mint 4 m eltéréssel követik egymást. Ez a lépés azért indokolt, mert a teraszellipszis magassága nem mutat nagy eltéréseket és így a nagy területen

az interpolálás könnyebben végrehajtható. Az így kapott modell vízrajz nélkül a 4. ábrán látható.

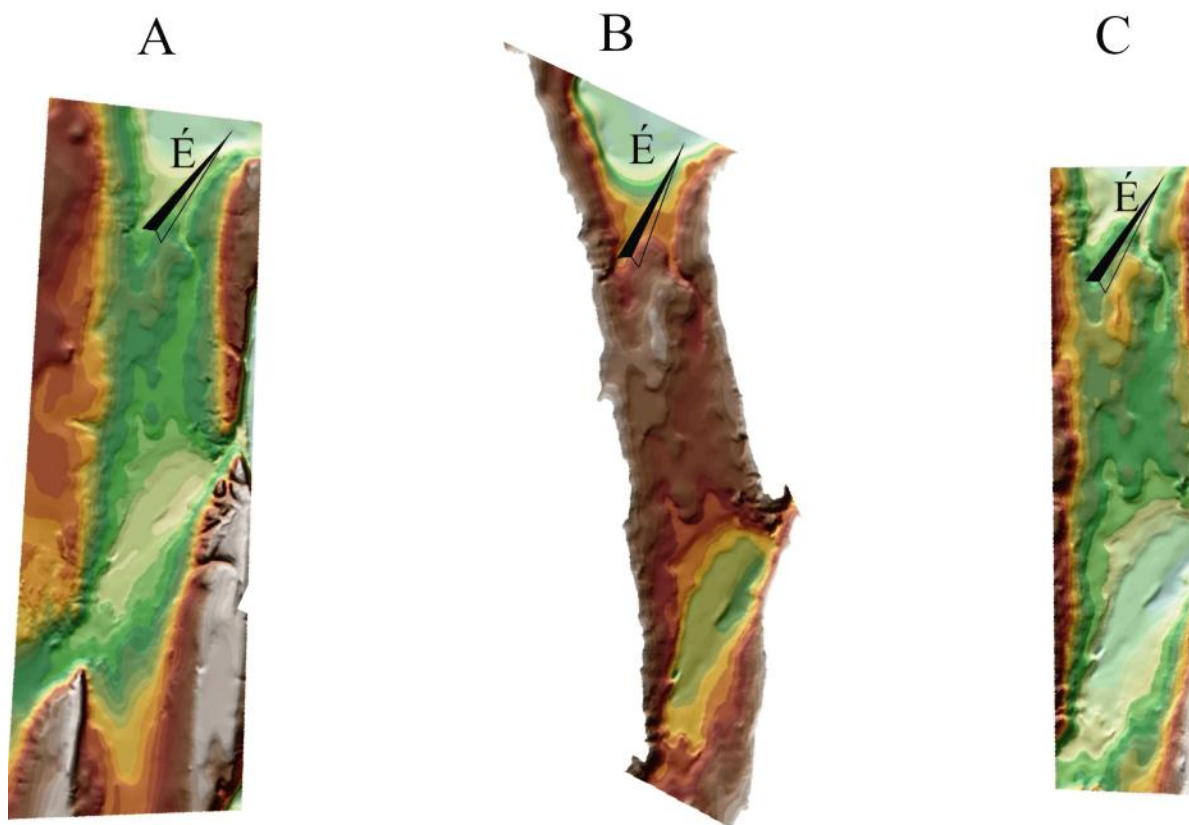
Miután a DDM-et létrehoztam, ellenőrizni kellett, hogy a digitalizálás és az interpolációs eljárás során milyen hibák keletkeztek, és hogy az esetleges hibák mennyire befolyásolják az eredményeket. Erre szintén az ArcGIS beépített Shaded relief modulját használtam. Ez a modul beállítható szögből és irányból érkező fényforrás segítségével kiárnyékolja azon részeket, melyek az általunk megadott besugárzási értékek alapján árnyékba esnek. Ennek segítségével kimutathatók a mélyedések és kiemelkedések, így a digitalizálás során elkövetett hibákat (szintvonalszám-tévesztés, helytelen bekötés) alkalmam nyílt ellenőrizni. Ezek alapján a digitalizálás során hibásan megadott értékeket könnyedén ki tudtam szűrni és azokat javítani.



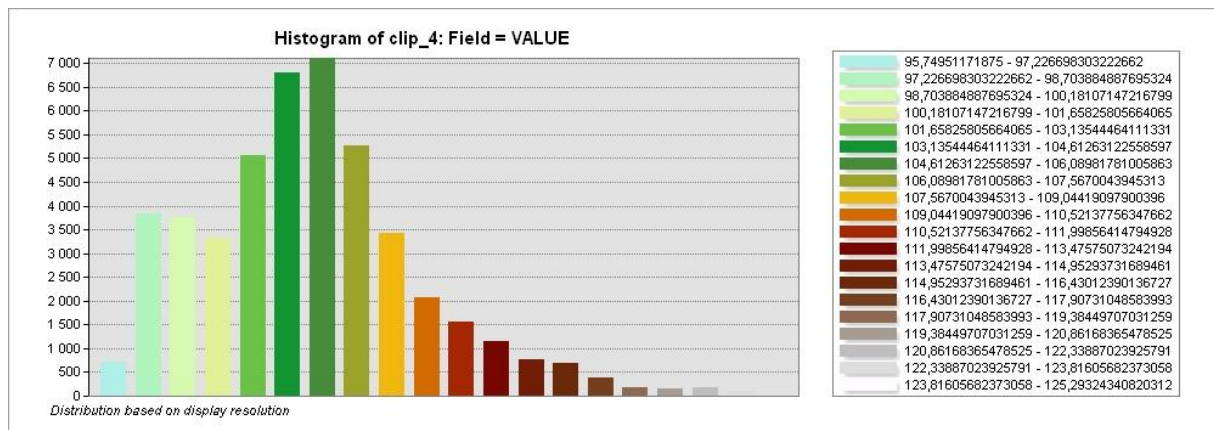
4. ábra: A vizsgálati terület domborzatmodellje kiegészítve a madocsai teraszellipszis adataival, vízrajz nélkül.

Miután a DDM elkészült, szükséges volt, hogy a terepen korábban megfigyelt formákra fókuszálva a kutatási területet szűkítsem a szintek feltételezett előfordulási helyére, ahol a digitalizálás méteres szintvonalközzel történt. Ehhez a modelltől le kellett válogatnom az Alsó- és Felső-Öreghegy vonulatától Ny-ra fekvő értékeket, a Szentandrás-völgyig (5. ábra). Ezt szintén az ArcGIS szoftver Clip nevű moduljával végeztem el, több lépésben. A munkamenet első fázisában létrehoztam három shape fájlt. A három fájl 3 különböző poligont tartalmaz. Az első a vizsgált völgy talpát és annak lejtőit tartalmazza egészen a völgyet határoló hegyhátak vízválasztójáig, de nem pontosan követve azt (5. ábra A. része). Ezután szűkítettem a területet a völgyre és annak néhány lejtőjére (5. ábra C. része), ám a négyszög alakú poligon miatt egyéb, nem völgyi részek is kivágásra kerültek. Ennek elkerülése érdekében készítettem egy poligont a 110 m-es szintvonal mentén és ezzel is elvégeztem a kivágást (5. ábra B. része). Ha figyelembe vesszük a Duna mai teraszviszonyait, akkor megfigyelhető, hogy az egyes teraszok magassága jól igazodik a Duna jelenlegi vízszintjéhez. Mivel a Bölszei-völgynek nincs állandó vízfolyása, ezért a feltételezett teraszok magasságát

a völgytalp magasságához is lehet viszonyítani. Ennek alapján még ha a nagyjából 95 m magasan levő völgytalphoz viszonyítjuk a teraszok magasságát, akkor is azt kapjuk, hogy 110 m-es magasság felett már igen csekély a valószínűsége a folyóteraszok előfordulásának. Ezen kívül azért a 110-es szintvonal mentén vágtam a DDM-et, mert a magasabb régiókban a geomorfológiai térkép alapján (11. ábra) a 110 m-es szint felett legalább 1 egybefüggő lejtői szint található, a Bölskei-völgy mind a K-i, mind a Ny-i lejtőjén, amely szint lealacsonyodó részei befolyásolhatják az eredményt. Az így létrejött állományokat a fentebb leírtak alapján újraosztályoztam és az előforduló magasságértékeket terület méretétől függően 20 és 40 egyenlő kategóriákban jelenítettem meg, így az egyes kategóriákba 1,2, 1,5 és 2,3 méteres intervallumok tartoznak az egyes kivágatokon. Az így létrejött térképeken kimutathatók voltak azok a felszínek, felszínmaradványok, melyek azonos magassági kategóriába eső kiugró értéként jelentek meg a hisztogramos vizsgálat elvégzése után (6. ábra). A hisztogramokat a Spatial Analyst eszköz Create Histogram parancsával készítettem.

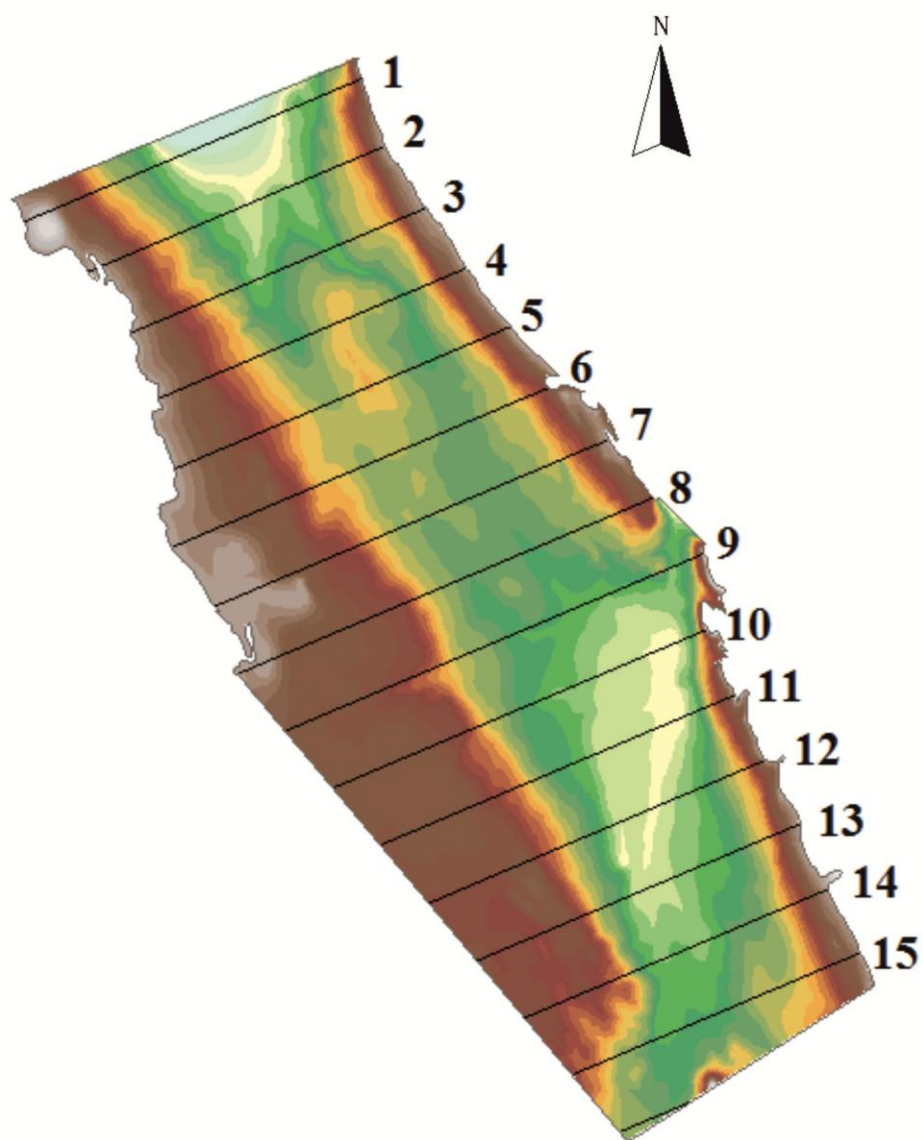


5. ábra. A domborzatmodell 3 különböző kivágata.



6. ábra. A 5. ábra C jelű kivágatának hisztogramja. A nagyjából 103–106 m magasság közötti értékek egyértelmű kiemelkedése jól látszik.

Ezen módszerek elvégzése után világossá vált, hogy a szintek milyen magasságban helyezkednek el, viszont az még nem derült ki, hogy ezek a völgyben pontosan hol találhatóak? Ennek kiderítésére a vizsgált völgyben a fenti, 110 m-es poligonnál alkalmazott módszerrel kivágatot készítettem a 125-ös szintvonal mentén, hogy a völgy teljes profilját vizsgálni tudjam. A poligon által kivágott területen KÉK-NyDNy irányú, egymást 500 m-enként követő, a völgy teljes hosszát így 15 szakaszban lefedő vonalak mentén vizsgáltam völgyprofilokat (7. ábra). A 125 m-es poligonon berajzolt vonalakat ArcGIS szoftverkörnyezetben 3D Analyst eszköz segítségével digitalizáltam, majd a digitalizált vonal mentén elkészítettem a völgyprofilt a Profile Graph paranccsal. Az így kimutatott szintek alapján ellenőriztem a geomorfológiai térképet, melyet korábban 1:10 000 topográfiai térkép alapján hagyományosan papíron készítettem elő, majd CorelDraw X6 segítségével tettem végleges, digitális formába. A programon belül kategorizáltam a térképen megjelenő formákat és azokat a könnyebb kezelhetőség érdekében külön rétegen szerkesztettem, így az egyes rétegek ki és bekapcsolásával átlátható maradt a munkafolyamat.

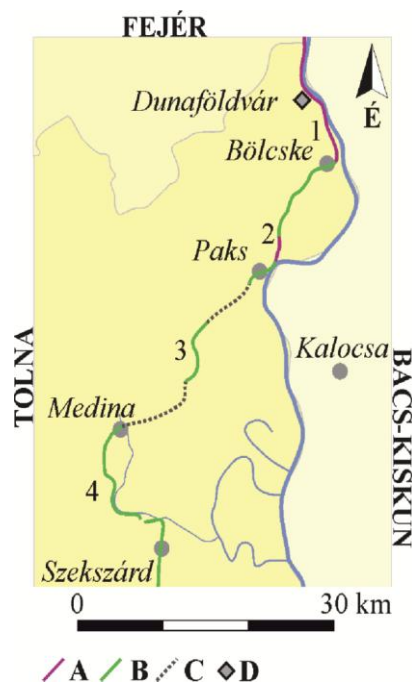


7. ábra: 125 m-es szintvonal által lehatárolt terület, valamint a völgyprofilok mintavételi helye.

6. Természeti viszonyok

6.1 A földrajzi elhelyezkedés

A vizsgált terület, Dunaföldvár és környéke a Dunántúlon, a Mezőföld középtáj K-i peremén a Duna 1566. és 1548. folyamkilométere között helyezkedik el (8. ábra) és kiterjed a jobb illetve a bal partra egyaránt. A területet 12 darab, egyenként 24 km² területű, összesen 288 km², 1:10 000 méretarányú EOV szelvény fedi le (35–131, 35–122, 35–123, 35–124, 35–141, 35–142, 35–143, 35–143, 45–341, 45–342, 45–343, 45–344). A terület átlag tengerszint feletti magassága 93,7 m és 204 m között változik, a magasabb részek a Duna jobb partján helyezkednek el, míg az alacsonyabb területek a folyó bal partján. A Duna vízmércéjének nullpontja Dunaföldvárnál 88,86 m-rel van a Balti-tenger szintje felett (mBf)³.



8. ábra. A Dunaföldvár elhelyezkedése, valamint magaspartok áttekintő helyszínrajza Tolna megyében (FÁBIÁN SZ. Á. 2004 nyomán szerk. JÓZSA E. 2014).

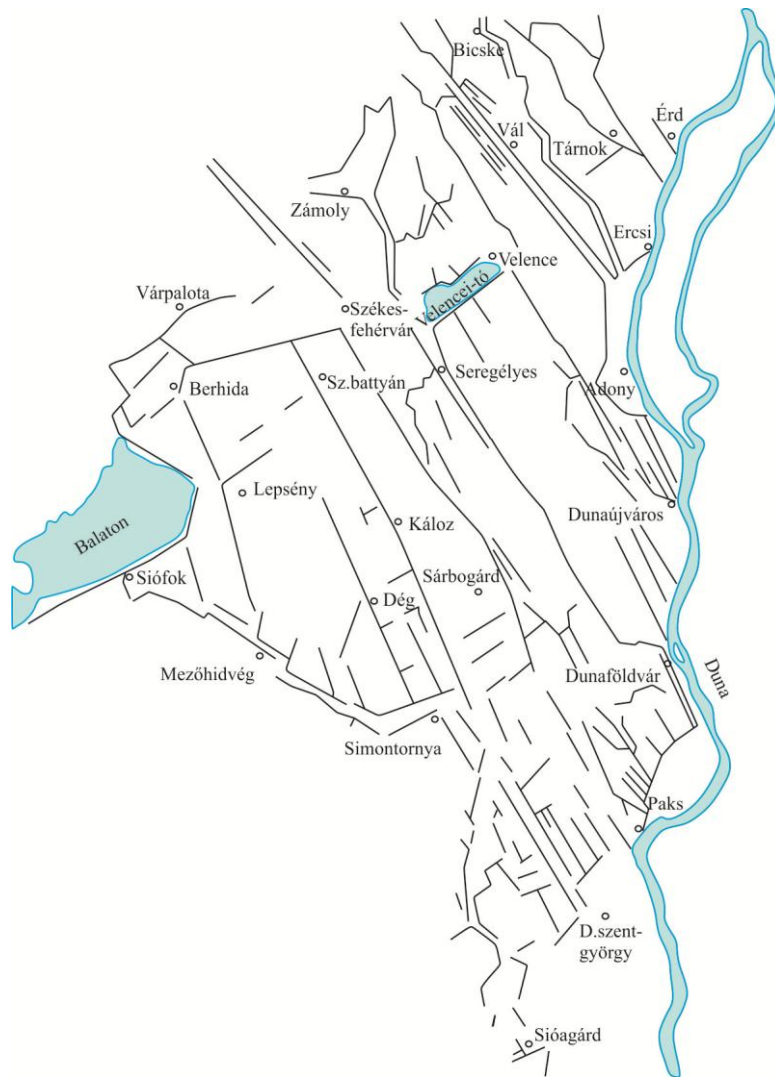
A = magaspartok közvetlenül a Duna mellett, B = magaspartok a Dunától távol, C = nem jellemzőek tipikus magaspartok, D = mintaterület, 1 = Dunaföldvár–Bölske, 2 = Dunakömlőd–Paks, 3 = Tengelic–Szőlőhegy, 4 = Medina–Sióagárd

6.2 Földtani viszonyok

A terület alapját mezozoos képződmények alkotják, erre megszakítás nélkül pannon üledékek települnek. A pannonra közvetlenül kora-pleisztocén folyóvízi eróziós és akkumulációs üledékek települnek, melyek elegyengetik a pliocén üledékek felszíni egyenetlenségeit. A felső-pleisztocénban a terület határozott ÉNy-DK irányú és alárendelt ÉK-DNy irányú szerkezeti vonalak mentén mozaikszerűen feldarabolódik. A blokkok különböző mértékben kiemelkednek, míg a terület közepe besüllyed. A szerkezeti irányok kereszteződésénél felső-miocén riolittufa-kibukkanás található (Alsószentiván közelében). A pleisztocénban végig megfigyelhető az elkülönült blokkok további emelkedése. A Mezőföld szerkezeti viszonyait a 9. ábrán láthatjuk.

³ A Közép-Dunántúli Vízügyi Igazgatóság honlapja alapján.

http://www.kdtvizig.hu/wepport.nsf/wp?openagent&VizallasIdosor_Dunafoldvar



9. ábra. A Mezőföld főbb szerkezeti vonalai (ÁDÁM L. et al. 1959).

ÉK-en a területet 20–60 m, DNy-on átlag 20–40 m vastag eolikus lösz fedí. Legjobban a paksi téglagyár feltárásában figyelhető meg a teljes rétegsor, ez a feltárás a klímaváltozások alapszelvénye. A középső süllyedéksávban holocén, többnyire ártéri üledékek fordulnak elő.

6.3 Morfológia

A közép-Mezőföld morfológiai szempontból ÁDÁM L. et al. (1959) felosztása alapján 2 részre osztható, úgy, mint a Dunaföldvári-rög valamint a Dunakömlőd-paksi-rög. Mivel a kutatási terület mindkét egységet érinti, ezért szükséges részletesen leírni morfológiájukat. A Dunaföldvári-rögöt célszerű további 2 kisebb részre osztani, ugyanis morfológiáját tekintve a két terület jelentős eltéréseket mutat.

6.3.1. A Dunaföldvári-rög

A Paks-seregélyesi táblarög legészakibb darabja, K felől a Duna által alámosott magasparttal végződik (eróziós töréssperem), Ny felé pedig a Szentandrás-völgy kitöltött pleisztocén eleji kavicsmedre válassza le a táblarögről. A rög két keskeny, párhuzamos vonulatra bontható, melyek még külön-külön is fel vannak szabdalva. A területet egy Ny–K-i irányú tágas pleisztocén süllyedék szeli ketté. Ez folytatása annak a süllyedéknek, amely leválasztja a Paks-seregélyesi-táblaröget a Pentelei-rögről Dunaföldvártól É-ra. Ez a völgy képezi a vizsgálat tárgyát. A folyóvízi és eolikus üledékek jelentősen megemelték a térszint, de a süllyedék É-i része jobban kitöltődött. A völgy által elválasztott 2 rög tektonikájában és felépítésében is különbözik, ezáltal a morfológiája sem azonos.

▪ Keleti, parti rög

Két részre osztható: Alsó- és Felső-Öreghegy. Teljes egészében lösz építi fel, szerkezeti vetősíkokkal élesen határolt. A Solti-halomhoz hasonlóan ez a két vonulat is eróziós szigethegy, azzal ellentétben viszont folyóvízi eróziós pályáját szerkezeti vonalak jelölik ki. A pleisztocénban lezajlott függőleges mozgások hatásai a területen nem tisztázottak, csak feltételezhetjük, hogy a terület DNy-i irányban kibillent, majd megsüllyedt, amíg összefüggő volt. A kibillenés a Dunaföldvár és Bölske közötti szerkezeti vonal mentén történhetett. A rögök fekéje pannon, a rétegek a Duna középvízállásakor a folyó szintjén találhatók.

Az oldalazó erózió hatására folyamatosan pusztuló löszpart jön létre a K-i oldalon, amely gyorsan hátrál, ennek bizonyítékai a kihulló löszbabák. Itt írták le a Paksi összlet és a felső pannon rétegek között települő Dunaföldvári összletet. Ez a löszösszlet átlagosan 25–35 m vastag, feltehetőleg a Jaramillo- (0,9 Ma) és az Olduvai-esemény (1,95–2,1 m) között keletkezett (PÉCSI M. 1993). A képződményt eopleisztocén és alsópleisztocén határának tekintik.

A magaspart felszínformálásában a csuszamlások fontos szerepet játszanak. A történelem során valaha leírt legnagyobb csuszamlások ezen a területen történtek, köztük az egyik legnagyobb, 1970-es szeletes csuszamlás (PÉCSI M. 1972).

▪ Nyugati rög

A süllyedék Ny-i oldalán fekvő rög enyhén felszabdalt, a süllyedék felé meredek peremmel lejt, a másik irányba, a Szentandrás-völgy felé pedig féloldalasan, aszimmetrikusan lesüllyedt. A pleisztocén fiatalabb időszakában függőleges irányú, kisméretű kéregmozgások érték a területet, ezért a pannon rétegek nincsenek olyan mélyen, mint a K-i oldalon. A rög felszínét részben a tektonikus süllyedékből, részben a Szentandrás-völgy allúviumából kifújott futóhomok takarja. A szabad löszfelszíneken elszórtan löszdolinák

találhatók, de a típusos lösz lepusztulásformái nem annyira jellegzetesek, mint a területtől D-ebbre. A recens felszínformálásban a legnagyobb szerepe a deflációnak és a folyóvízi erózióknak van. A futóhomokkal borított felszíneket hosszú és tágas szélbarázdák, maradékgerincek és garmadák tagolják. A futóhomokos és a löszös területek éles kontraszttal különülnek el egymástól.

6.3.2. A Dunakömlőd-paksi rög

A DK felé billenő Paks-seregélyesi táblarög legutolsó darabja, minden oldalról szerkezeti vonalakkal határolt. K-en a Bölske-Paks (madoccai) részben pleisztocén, de főleg holocén teraszellipszis felé laterális erózióval alámosott töréssperem határolja. Felső-pliocén (levantei) és pliocén fejlődése érdekes sajátosságokat mutat. Ekkor a laterális erózió még kismértékű, legjellemzőbb a folyóvízi feltöltődés. A táblarög területén itt a legjelentősebb az akkumuláció. A kiemelkedés itt gyengébb mértékű, mint É-abbra, a feldarabolódás viszont kisebb mértékben ment végbe. A táblarögöt a tektonikai mozgások sok kisebb rögre darabolták, a felszínfejlődésben a pleisztocén elejéig jelentős szerepe volt a folyóvízi denudációnak és akkumulációnak.

A recens völgyek elhelyezkedése mutatja a fő vetődési irányokat. A vetők mentén jórészt függőleges irányú elmozdulások történtek. Egyes darabok jobban kiemelkedtek, míg mások besüllyedtek, ezáltal a terület reliefenergiája jelentősen megnőtt. Nem szabályos lépcsős letörés figyelhető meg, a süllyedés különböző irányokból ment végbe, így a rögök különböző irányba lejtnek, úgy helyezkednek el, mint az egymásra dobált ládák. Pleisztocén eleji vízhálózat a vetősíkokhoz igazodik, de a tektonikusan aktív területen a vízfolyások egységes lefolyású eróziós pályát nem tudtak kialakítani. A haránt- és hosszanti vetők hálózatában folytak a vízfolyások, de az egyenetlen felszín miatt gyakran megfordultak és ellentétes irányba folytak. A pliocén végére, illetve a pleisztocén elejére az É-ről érkező folyók szétterítik hordalékukat a területen. A pleisztocén eleji folyóvízi feltöltés bizonyítékeként a lösz fekéjében vastag folyóvízi homokszelvény és meghatározott helyeken foltokban képződött alsópleisztocén vörösiszap van jelen.

A lösz már a pleisztocén elején megjelent, de csak a vízfolyásoktól mentes, száraz térszíneken maradtak régebbi löszök, például a felpattant pannon rögdarabokon. A vizes területekről feltehetőleg lemosódott és az alacsonyabb térszíneken felhalmozódva keveredett a hulló porral, majd a melegebb és csapadékosabb interglaciális klímán elmállott, átvályogosodott, vörösiszaggá alakult. A Günz glaciálisban a folyóvízi tevékenység csökken, a löszképződés szerepe megnő. A Mindelben általános a löszképződés (pl. táblarögök, Paks),

valamint változás áll be a felszínfejlődésben. A löszképződés a felszíni szerkezeti és eróziós eredetű formákat elegyengeti, a korábban apró rögökre bontott táblarögöt platójellegűvé formálja. A Mindel-Riss interglaciálisban ismét fokozódik a folyóvízi tevékenység, uralkodó felszínformáló szerepe lesz, helyenként denudáció zajlik kis mértékben, ám így is jelentős löszrétegek pusztulnak le. A táblarög ezen részén a folyóvízi akkumulációnak jelentős szerepe volt, a Mindel glaciálisban képződött lösz denudált felszínén vastag folyóvízi homok halmozódott fel. A keresztrétegzettségű folyóvízi homok és kavicsrétegek mutatják az egykori folyómedrek helyzetét. Görgetett kvarcok és folyóvízi homok szinte mindenhol található, Dunaújvárosnál és Dunaföldvárnál a legvastagabb ezek kifejlődése, feltehetőleg a Mindel-Riss interglaciálisban keletkeztek. Ebben az időben a rög magasabb volt, és már jól elkülönült a táblarög többi részétől. Kiterjedése a jelenleginél nagyobb volt K-i irányban. Ezt a K-i peremöt a Duna rombolta el. Az interglaciális után löszplató jellegűvé vált, majd a Riss és a Würm glaciálisban további löszképződés zajlik. A tektonikus mozgások hatására gyenge süllyedés figyelhető meg. A rög mai formáját csak a löszképződés befejezése után nyeri el, a formák éles kirajzolódása a posztglaciális időszakra tehető.

A nagy formákat a komplex folyamatok és erőhatások hozzák létre, a kis formákat pedig a lösz lepusztulásformái és a szuffózió. A magas mésztartalmú területeken részfolyamatként karsztos korrózió is végbemehet.

A völgyhálózat sűrű és komplex genesisű. Az aprólékos feldarabolódás hatására élénk formakincs alakul ki. A fő völgyek ÉNy-DK-i irányúak és eróziós eredetűek. Az erózió mellett fő formaképző szerepe van a szuffóziónak, a suvánásnak és a felszíni leöblítésnek. A típusos löszvölgyek tágasabbak, mélyebbek, a völgyszűkületek és völgytágulatok fejlett formában váltakoznak. A terület általános DK-i lejtésű, a völgyeknek ebbe az irányba van lefolyásuk, ezek túlnyomó részt érett, matusos völgyek. A lösz helyenként átvályogosodott, vízzáró agyag keletkezett belőle, ez esőzések alkalmával meggátolja az esővíz elfolyását a talajba, így a vizek leszaladnak a völgyekben, amivel eróziós tevékenységet fejtenek ki. A lefolyástalan völgyeket az esővíz kitakarítja, normális lefolyású eróziós völgyeket hozva létre. Recens felszínformálásban jelentős szerepe van a vonalas eróziónak, a suvánásnak valamint a leöblítésnek. A lejtők peremén a löszanyag lezúdulásával deráziós völgyek jönnek létre, ennek hatására a völgy kiszélesedik. Recens völgyképződés komplex módon, eróziós és deráziós folyamatokkal megy végbe a völgyek közötti löszterszíneken. A viszonylag kevés csapadék miatt az erózió kisebb szerepet játszik, jelentősebb a felszíni leöblítés. Jelenleg nincs a löszplatókon 1 km²-nyi terület, ahol nem érvényesülne valamilyen felszínformáló erő.

A területen előfordulnak löszdolinák, löszszakadékok, piramisok, löszmélyutak és hosszanti tengelyű zárt mélyedések, mint lepusztulási- és szuffóziós formák.

7. Eredmények

7.1. A Felső-Öreghegy Ny-i lejtőjének vizsgálata

A Felső-Öreghegy K-i lejtője nagyobb részben meredek, a Duna által alámosott magaspart, ezzel szemben a Ny-i lejtő lankás, nincsenek nagy szintkülönbségek, ennek ellenére számos érdekességet mutat. Az 1:10 000 topográfiai térképek tanulmányozása során szembetűnő volt, hogy a Ny-i lejtőn, annak É-i és D-i részén is eltérések mutatkoznak a szintvonalak futását illetően. Míg az É-i részen egyenletesen elhelyezkedő, egymással jobbra párhozamos szintvonalak figyelhetők meg, addig a D-i részen zavart, kisebb, egybefüggő felszínekké tagolt lejtőt találunk. Ezek valószínűleg valamikori csuszamlások elegyengetett halmazai. A geomorfológiai térképen (*II. ábra*) látható a halmazok elhelyezkedése. Ezek a halmazok a Mély úttól É-ra már nem figyelhetők meg, innen a szintvonalak futása egyenletes. A terepi munka alkalmával a lejtő É-i részén a térképen ábrázolt szintek mellett több, a térképen nem pontosan kivehető meredekség-változás figyelhető meg a lejtőn (*1. fénykép*). Ezek keskeny, nagyjából 5-6 m széles, az általános lejtéstől egyértelműen eltérő részek a lejtőben. Terepen ezek sokkal szembetűnőbbek, térképen a kisebb kiterjedésű szintek valószínűleg a korábban említett analóg ábrázolási módszer korlátai miatt látszanak kevésbé, így a geomorfológiai térképen is csak nehezen vagy abszolút nem ábrázolhatók. A lejtőn lejjebb, a völgytalp felé haladva viszont egyre több és egyre nagyobb méretű lejtőváltozások figyelhetők meg. A korábban említettek alapján BULLA B. (1936) szerint az utolsó interglaciálisban a Duna formálta az ópleisztocénban kialakult tektonikus süllyedéket, amikor a folyam a völgyet elfoglalva II. számú teraszává alakította azt. Ha a hipotézist vesszük alapul, akkor a kimutatható szintek között magas arányban kell előfordulni a jelenlegi II. számú terasz (amely PÉCSI M. 1959 két részre osztott) magasságával közel egyező értéknek. Ehhez azonban szükséges tisztázni, hogy mi ez a II. számú terasz és milyen magas?

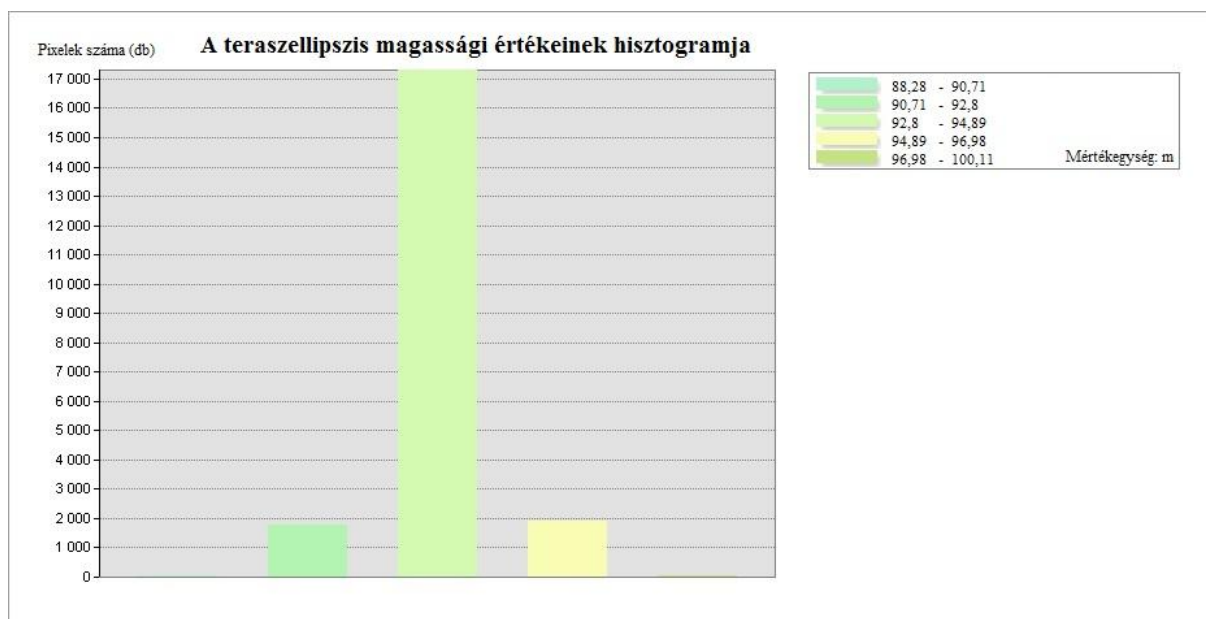


1. fénykép. A dunaföldvári Felső-Öreghegyen megfigyelhető, de a térképen nem jelölt lejtőváltozás (fotó: VARGA T. 2014).

7.2. Teraszvizsgálatok

Dunaföldváron a Duna közvetlenül alámossa a jobb parton található magaspartot, így a máshol (pl. a Duna solti oldalán) megfigyelhető alacsony és magas ártér hiányzik (PÉCSI M. 1959). Ennek megfelelően közvetlenül a folyó mellett a jobb parton nem mutathatók ki a magasabb teraszok sem. Mivel a teraszok nevezéktanát PÉCSI M. (1959) tökéletesítette, BULLA B. (1936) a régi nevezéktan alapján nevezi II. számú dunai terasznak a völgyben feltételezhetően a folyó által kialakított szintet. Azt, hogy a Duna valóban alakította-e a völgy morfológiáját, úgy tudtam a legjobban ellenőrizni, hogy megvizsgáltam a teraszszerű képződményeket a vizsgálati terület közelében, valamint vizsgáltam ezek korát és magasságát. Mivel Dunaföldváron a jobb parton a teraszok teljes egészében hiányoznak, így a D-ebbre megtalálható, a Duna által részben a pleisztocén végén, illetve a holocénben épített II./a számú teraszt (madocsai teraszellipszis) vizsgáltam geoinformatikai módszerekkel, melyet BULLA B. is vizsgált, alaposan viszont PÉCSI M. írt le 1959-es munkájában. Madocsánál a II./a terasz magassága a Duna középvízszintjéhez viszonyítva 9–11 m, kialakulása részben a felső-pleisztocén, illetve nagyobb részben a holocén időszakára tehető

(PÉCSI M. 1959). A teraszellipszis geoinformatikai vizsgálata alapján (11. ábra) azonban az általános térszín valamivel alacsonyabb a leírtaknál (az átlagos magasság valamivel több, mint 93 m). Még ha figyelembe vesszük a Duna átlagos vízszintjének az esését, valamint annak változását, akkor sem teljesen éri el a PÉCSI M. által leírt 9–11 m relatív magasságot, hanem ennél valamivel kevesebb, 8–9 m-rel van a Duna vízszintje felett. Így kijelenthető, hogy a II/a számú terasz relatív magassága 8–9 m, ami nagyjából 96–97 m a tengerszint felett, figyelembe véve a Duna vízszintjének átlagos esését D felé. Ez valamivel magasabb, mint a magasártér (7–8 m), viszont csak részben éri el a PÉCSI M. által leírt magasságértéket.

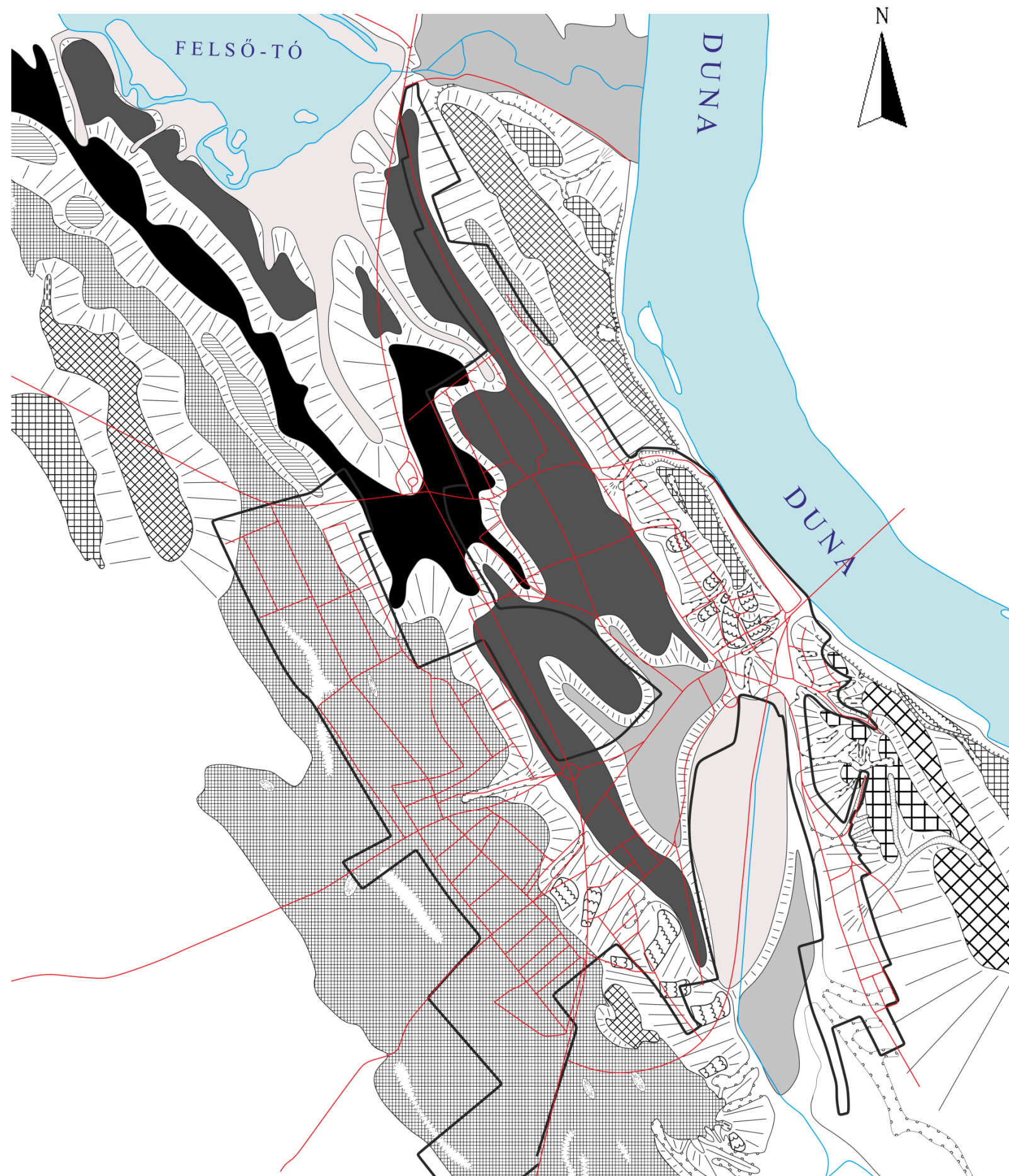


10. ábra: A teraszellipszis magassági értékeinek hisztogramja.

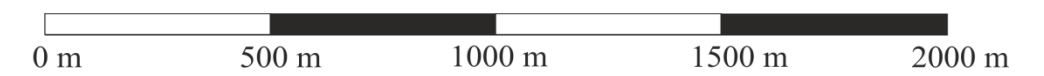
7.3. A Bölskei-völgy vizsgálata

A Felső-Öreghegytől Ny-ra fekvő tektonikus süllyedék eredete a pleisztocén elejére tehető (ÁDÁM L. et al. 1959), azaz nagyjából egyidős a Ny-abbra található Szentandrás-völgygel. Annak ellenére, hogy kialakulásuk ideje megközelítőleg megegyezik, a két völgy jelentős morfológiai különbségekkel bír. Ennek oka minden bizonnyal különböző fejlődésük és a völgyekben lezajló különböző felszínformáló folyamatok. Míg a Szentandrás-völgy fejlődésében az eolikus akkumulációnak volt a legnagyobb szerepe (ÁDÁM L. et al. 1959), és jobban feltöltődött, addig a Bölskei-völgy nem töltődött ki. Ennek egyik oka lehet, hogy a völgyben állandó vízfolyás volt, amely vízfolyás lehetett az egykori Duna is. Ha a Duna alakította a szinteket, akkor a vizsgálati terület tágabb környéken nagy számban előforduló magasságú szinteket kell a völgyben kimutatni. Annak meghatározása, hogy minden kétséget kizáróan a Duna formálta a völgyet, igen bonyolult feladat, a kérdésre jelen munka valószínűleg nem tud kimerítő választ adni, inkább kiindulópontot ad további kutatásoknak.

A völgy vizsgálatára a hagyományos természetföldrajzi módszerek mellett (terepi bejárás, fotódokumentáció, geomorfológiai térkép) szükség van GIS-szel történő vizsgálatra is. Tulajdonképpen a GIS módszer is analóg vizsgálaton alapul (topográfiai térkép), viszont a nyert digitális adatok sokkal inkább alkalmasak statisztikai vizsgálatok elvégzésére. A DDM és a különféle GIS szoftverek segítségével ez könnyen megvalósítható.

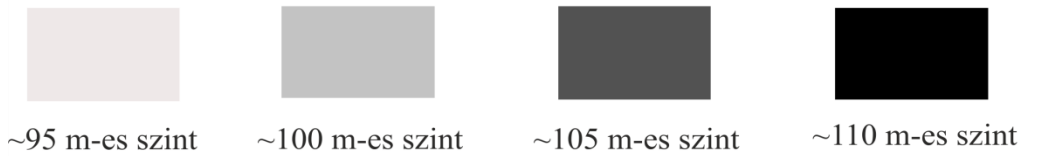


11. ábra. Dunaföldvár geomorfológiai térképe (szerk.: VARGA T.)

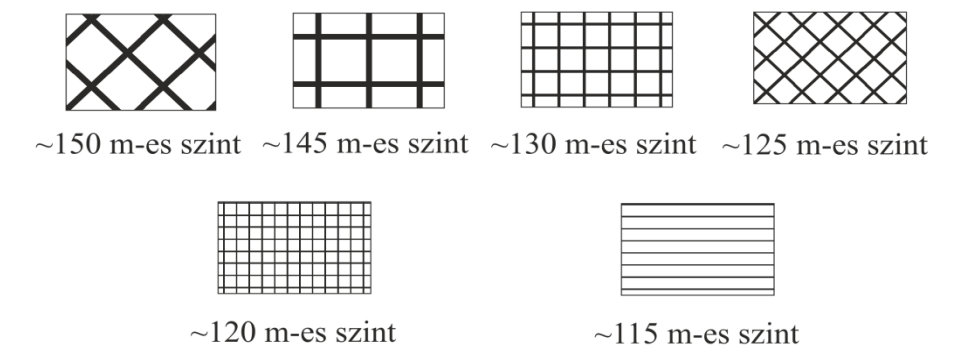


JELKULCS

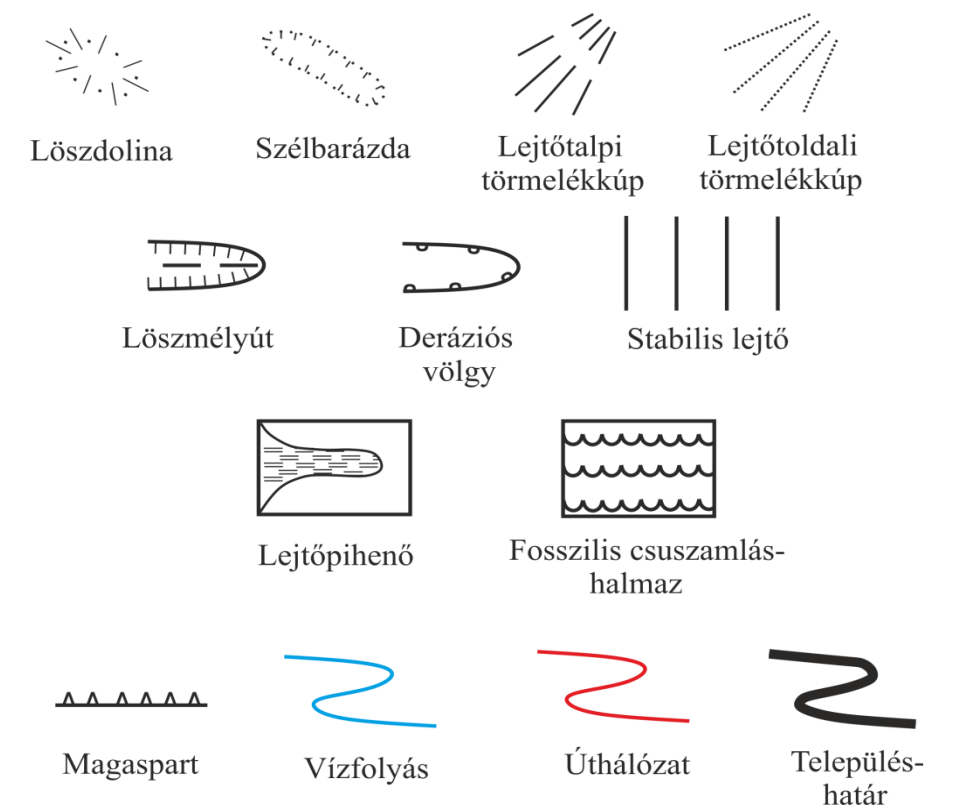
Völgyi szintek



Dombsági szintek

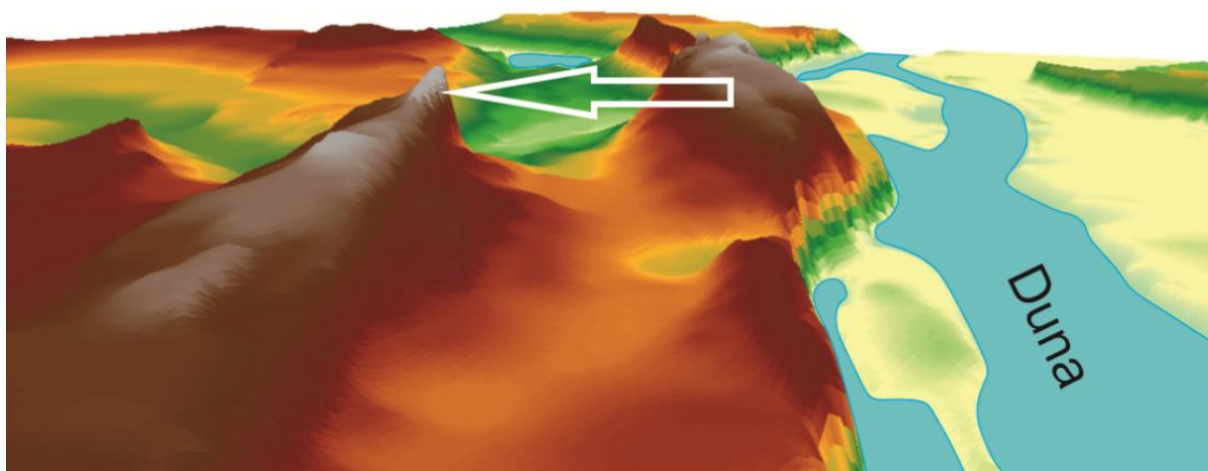


Egyéb jelölések



7.4. Domborzatmodell

A Topo to raster eljárással létrehozott modell teljes egészében alkalmas a megfigyelt szintek vizsgálatára a Kutatási módszerek c. fejezetben tárgyalt osztályozási módszerek segítségével. Kisebb hiányossága a 3D ábrázolásnak, hogy egyes felszíneket a túlmagasítás miatt enyhe gerincként, azaz pozitív formaként ábrázol (12. ábra). Ennek oka, hogy a modell törekszik arra, hogy hidrológiailag helyes felszínt hozzon létre, a túlmagasítás hatására pedig a vízválasztó hangsúlyosabbá válik, ez azonban nem befolyásolja a későbbi eredményeket.



12. ábra. A 3D modell létrehozásánál a túlmagasításból adódó hiba (szerk.: VARGA T.)

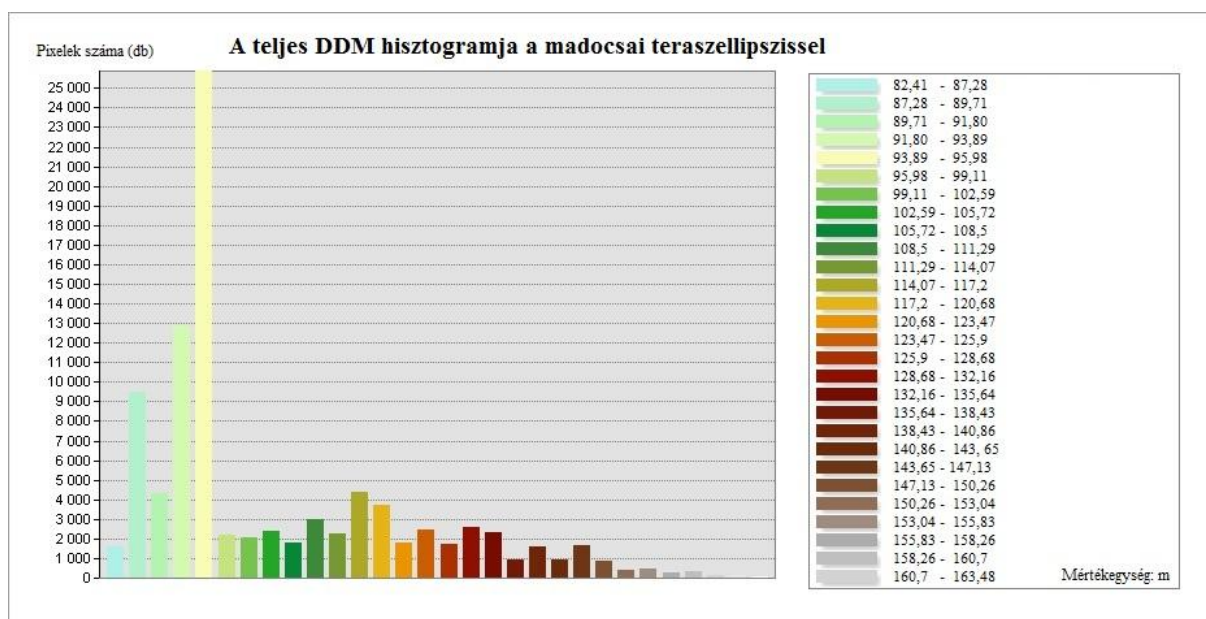
7.5. A GIS vizsgálatok eredményei

Ahogy azt a kutatási módszerekben már leírtam, a modellen számos vizsgálat elvégezhető annak tekintetében, hogy a terepen megfigyelt szintek magasságát és elhelyezkedését megállapítsuk. Két fő vizsgálati módszerem a különböző kivágatok alapján készült mintaterületek hisztogramos vizsgálata valamint az azonos távolságokban vett völgyi keresztmetszetek elemzése.

7.5.1 Hisztogramos vizsgálat

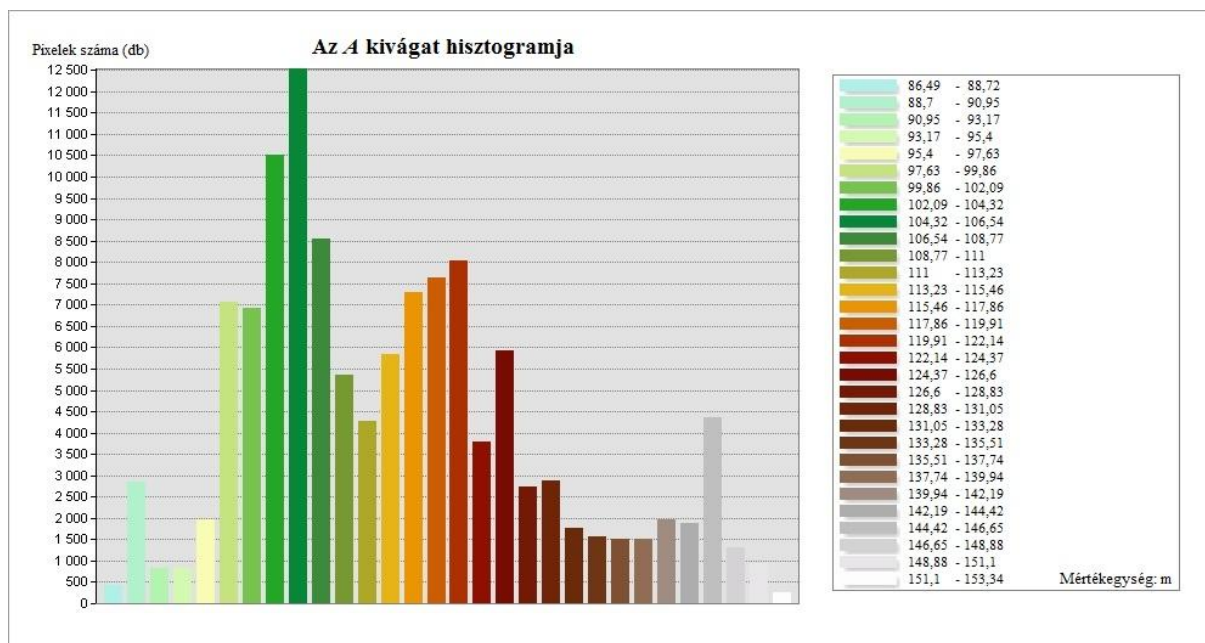
A DDM magasságadatai alapján elvégzett hisztogramos vizsgálat első lépéseként a teljes DDM területére (288 km²) vonatkozó adatokkal végeztem el a vizsgálatot. Itt néhány helyen a digitalizálásból kimaradt területek hiánya miatt hamis magassági értékek is megjelentek, ám

ha tudjuk, hogy a Duna vízszintje nagyjából 88 m-en van, egyszerűen elhagytam az ennél kisebb értékeket. A vizsgálat célja, hogy a korábban PÉCSI M. (1959) által leírt magas ártéri szint láthatóvá váljon a Duna bal partjáról. Kunszentmiklós és Fülöpszállás között a Duna bal partján a magas ártér a Dunával nagyjából párhuzamosan fut, viszonylagos magassága 7–8 m. Dunaföldvárnál az 1560,6 fkm-nél levő vízmérce nullpontja 88,86 m-rel van a Balti-tenger szintje felett. Ez azt jelenti, hogy a Duna magas ártérének magassága nagyjából 95–96 m ezen a területen. Ennek megfelelően a hisztogramon ebben a tartományban egy magasan kiemelkedő értéket kell kapni. A 13. ábrán jól látszik, hogy a nagyjából 94 és 96 m közötti magasságok számbeli eloszlása egyértelműen kiemelkedő értéként jelentkezik, azaz a hisztogramos vizsgálat eredménye megbízható.



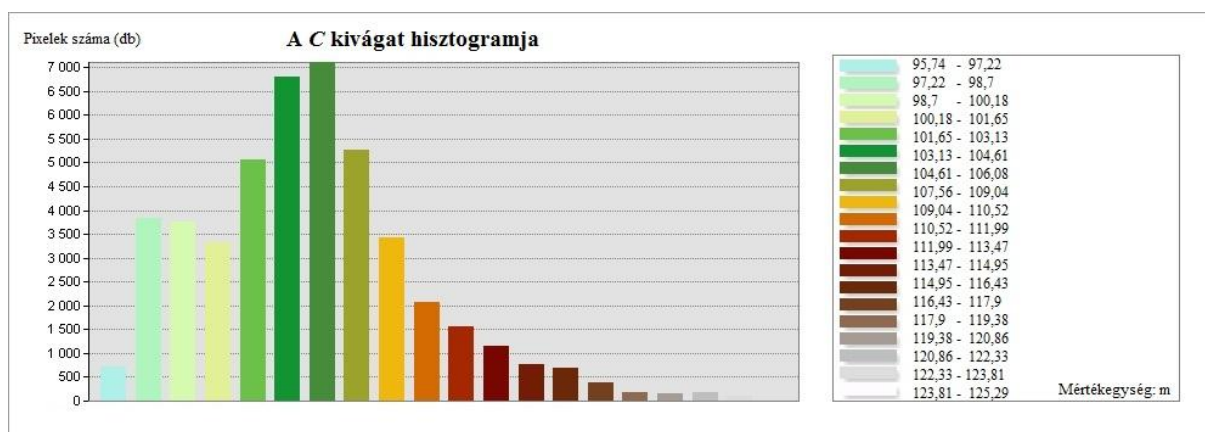
13. ábra. A teljes DDM területén végzett hisztogramos vizsgálat eredménye, kiegészítve a madocsai teraszellipszis adataival.

A továbbiakban a vizsgálatnak megfelelően csökkentettem a vizsgálati területet, majd a Kutatási módszerek c. fejezetben leírtak alapján 3 kivágot hoztam létre (5. ábra). Az első kivágoton a sablonként használt négyszög csúcsait úgy állítottam be, hogy a mintaterület tartalmazza a Bölskei-völgy, a Felső- és Alsó-Öreghegy egy része, valamint a Bölskei-völgytől Ny-ra található, löszdolinákkal és szélbarázdákkal tagolt (ÁDÁM L. et al. 1959) magasabb felszín (5. ábra A kivágat). Az erről a mintaterületről készült hisztogram adatai alapján a magassági szintek előfordulásában 2 markáns kiemelkedést láthatunk (14. ábra). Az egyik csúcspont a 103 és 105 m közötti magassági értékek, a másik pedig 119–120 m közötti értékek előfordulása.



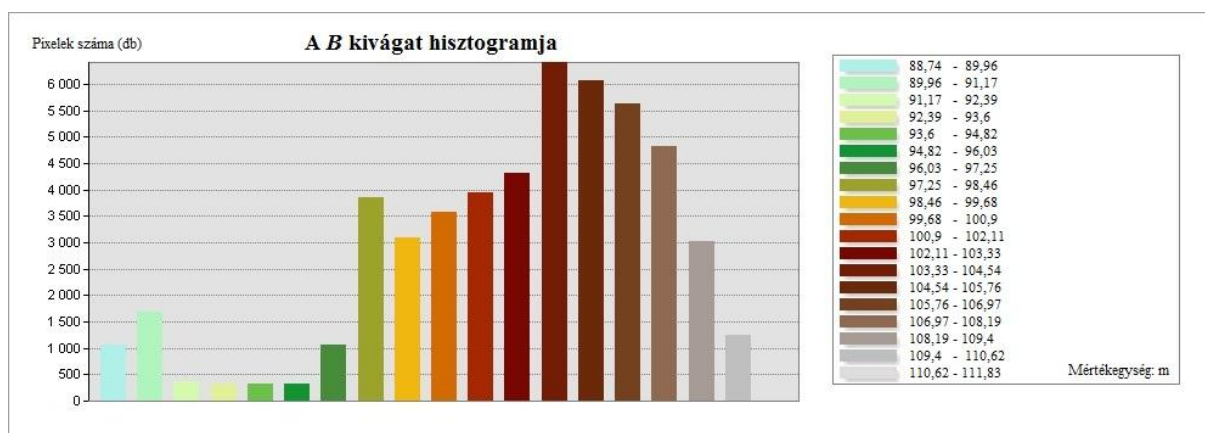
14. ábra. A 5. ábra A kivágtatának histrogramja.

A geomorfológiai térkép (11. ábra) alapján nagyjából 120 m környékén kimutatható egy alacsony dombsági szint, amely megfelel a Bölskei-völgytől Ny-ra fekvő kiemelkedés tetőszintjének, ahol a korábban említett löszdolinák és szélbarázdák is előfordulnak. A 119–120 m-nél található kimagasló érték tehát megfelel ennek a magassági szintnek. A völgyben vizsgált ártéri szintek magasságának vizsgálatában azonban több zavaró érték is előfordulhat a magasabb térszínekről, így ez a módszer számos hibával terhelt. Ezek alapján a következő kivágtatnál a területet úgy szűkítettem, hogy a környező dombsági szintek a lehető legkisebb mértékben szerepeljenek az adatsorban, viszont a völgy teljes egészében benne legyen (5. ábra C kivágtat). A kivágtat alapján készült histrogram a 15. ábrán látható. A várakozásoknak megfelelően itt már csak 1 markáns kiemelkedés figyelhető meg a histrogramon, amely 103–105 m közötti magasságértékeket tartalmazza.



15. ábra. A 5. ábra C kivágtatának histrogramja.

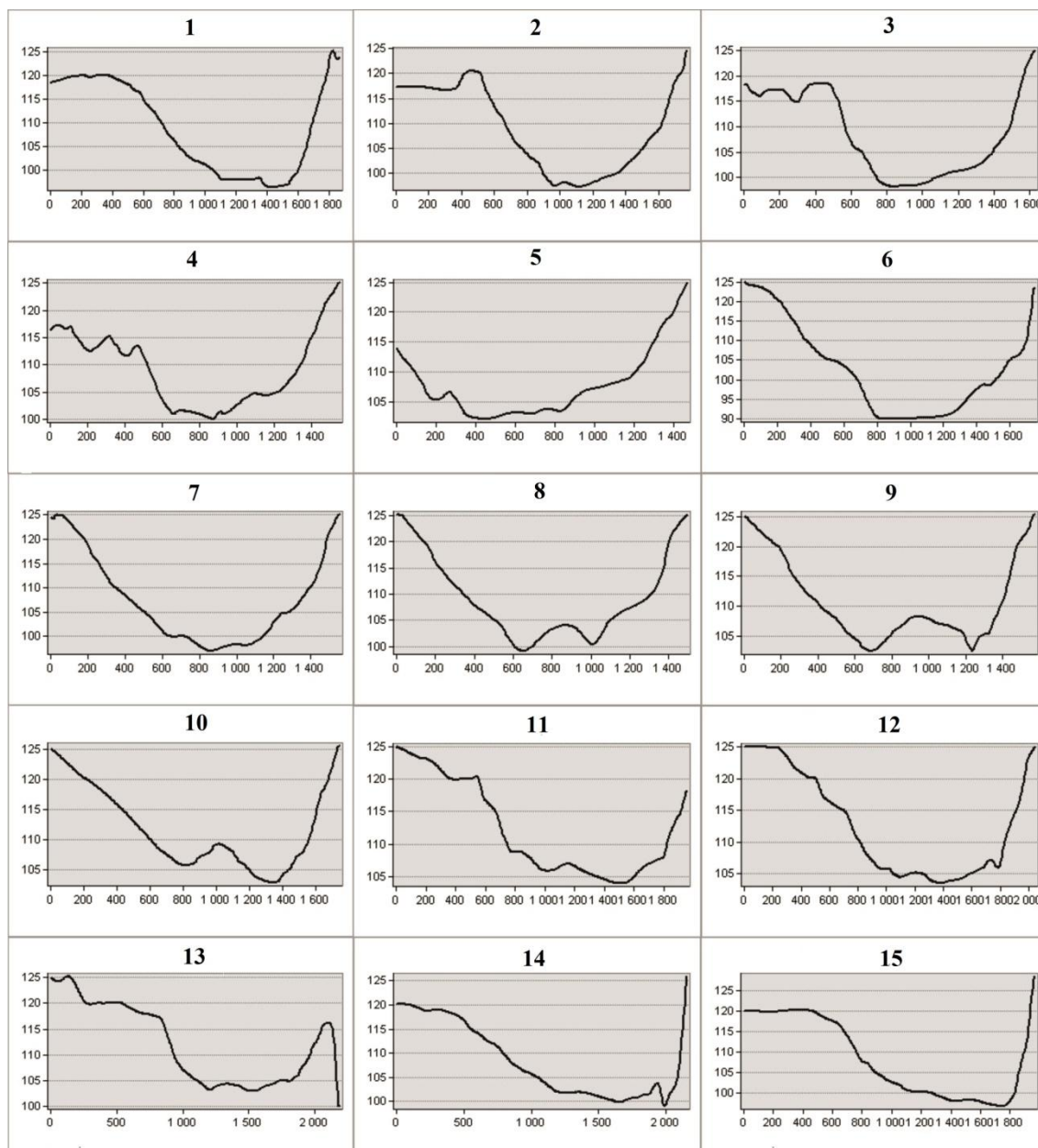
Az eredmény a korábban a völgyben található szintekről leírtak, valamint a geomorfológiai térkép (11. ábra) alapján elfogadható lenne, de a kivágat itt sem tökéletes, néhány helyen a Bölskei-völgy teljessége érdekében kénytelen voltam dombsági felszín is érinteni. Az itt előforduló adatok már kevésbé mint az előző esetben, de azért még mindig jelentősen befolyásolhatják a kapott eredményt. Ennek megfelelően a 110-es szintvonal mentén létrehozott poligon alapján készítettem a 3. kivágatot (5. ábra B kivágat). Ez a kivágat prezentálja legjobban a ténylegesen a völgy talpán előforduló szinteket. A kivágat alapján készült hisztogram (16. ábra) adatait megvizsgálva, ahogy a korábbi 2, nem pontosított kivágaton is hisztogramjain is, itt is egyértelműen kiugró értékként mutatkozik a 103–105 m magassági értékek összessége. Ebben az esetben azonban a hibák előfordulása a lehető legminimálisabb, így a völgy magassági viszonyait ez a hisztogram mutatja a legjobban.



16. ábra. A 5. ábra B kivágatának hisztogramja.

7.5.2. Völgyprofil-vizsgálat

A völgyprofil-vizsgálathoz sablonként a 125 m-es szintvonal poligonjával kivágott részt használtam a modelltől. A profilokat a völgy futására nagyjából merőleges, KÉK-NyDNY irányú, egymástól 500 m távolságra levő vonalak mentén készítettem (7. ábra). Összesen 15 profil készült a völgy teljes É-D-i kiterjedésében. A profilok számozása 1-től 15-ig tart, az 1. számú a legészakibb, míg a 15. számú a legdélibb. A profilok sorrendben a 16. ábrán láthatók. Ahogy az a geomorfológiai térképen is megfigyelhető, a völgy É-i részén, közvetlenül a Felső-tótól D-re a 95 m magas szint két részre válik (17. ábra, 2. görbe), azaz 2 völgy vágódik hátra D felé, a magasabb térszín felé. A 3. görbén nyomozható egy magasabb kiemelkedés maradványa, aminek magassága 105 m. A geomorfológiai térképen (11. ábra) ez a szint jól kivehető, majd egy lejtővel csatlakozik a 110 m környéki szinthez. Az 9–11. görbéken látszik ennek a ~110 m-es szintnek az egyik alacsonyabb része. Ettől kezdve a szint fokozatosan aszimmetrikussá válik és a magasabb szintek egyre inkább a völgy Ny-i felében nyomozhatók, majd fokozatosan eltűnnek a völgy D-i részén található süllyedék területén. Itt már jobbra csak a völgytalpi értékek figyelhetők meg (~95 m).



17. ábra: A 7. ábra alapján készült völgyprofilok.

7.6. Összegzés

A vizsgálatok alapján egyértelműen elmondható, hogy a Böcskei-völgyben különböző magasságú szintek mutathatók ki, közülük is a legnagyobb kiterjedésben előforduló szint a 103–105 m magas szint, valamint a völgy oldalában a 120 m környéki szint. A madocsai teraszellipszis viszonylagos magassága, ami megfelel a II./a számú dunai terasznak, vizsgálataim alapján 8–9 m a Duna vízszintje felett. Ha BULLA B. 1936-os feltevését vesszük alapul, hogy a völgyet az utolsó interglaciálisban a Duna formálta a II. számú teraszává, akkor a korábban leírtak alapján a Duna dunaföldvári vízmérce nullpontja által

kijelölt magassághoz hozzáadva ezt a 8–9 m-t, megkapjuk a II/a terasz itteni, feltételezett magasságát. Ez esetben ~89 m-hez hozzáadva a 9–11 m-t, megkapjuk, hogy a itt a dunai II./a számú terasz magassága nagyjából 98–100 m között van. A hisztogramok alapján látszik, hogy ez a szint is megvan a területen, de nem olyan mértékben, mint a 103–105 m-es szint. A geomorfológiai térkép (11. ábra) alapján a II/a terasznak megfelelő magasságú szintek főként a Felső-tó környékén és a Bölskei-völgy D-i, mélyebb részén fordulnak elő, a völgy legmélyebb pontja körül, páros elrendezésben. A 103–105 m magas szint viszont szinte végigkövethető az egész völgyben (17. ábra) aszimmetrikusan a völgy mind Ny-i, mind K-i részén (15–17 m relatív magasság). A mért magasságok egyezést mutatnak a II/b terasz II/a magasságához viszonyított értékekkel (16–25 m). A II/b terasz keletkezését a kavicsok korának vizsgálata alapján egyesek a würm glaciális elejére, mások a riss glaciális végére datálják (PÉCSI M. 1959). A magassági értékek alapján a II/b számú terasz kora megegyezhet a BULLA B. által feltételezett Duna-elöntés korával. Pusztán a magasság alapján azonban nem jelenthető ki egyértelműen, hogy helytálló-e a BULLA B.-féle elmélet a völgy keletkezéséről. Az utolsó interglaciális óta eltelt időben az üledékek lerakódásáról és lepusztulásáról nincs kellően pontos információ, így azt sem lehet tudni pontosan, hogy a felszínek hogyan és mennyit változtak az eltelt idő alatt. Egyik legfőbb zavaró tényező a nagyarányú antropogén beavatkozás. Sajnos úgy tűnik, elkerülhetetlen a területen a fűrésok mélyítése. Ezek adatai alapján, valamint a korábban más területen is végzett GIS vizsgálatok (BUGYA T. 2007) módszerével biztosan meg lehetne állapítani, hogy formálta-e a Duna valaha a völgyet. A kutatás eredményei azonban segítséget nyújthatnak a fűrésok helyének tervezésében.

8. További kutatási irányok

Jelen tanulmány eredményei ellenére sem sikerült kielégítő választ találni a Bölskei-völgyben megfigyelhető szintek kialakulására. A GIS vizsgálatok és a terepi megfigyelés önmagukban kevésnek bizonyultak megválaszolni ezt az amúgy sem egyszerű kérdést. Ennek ellenére úgy gondolom, a kutatási potenciálja még inkább nőtt a területnek, mivel eddig az eredmények alapján újabb, szintén érdekes kérdések merültek fel. Ha a fúrások adatai alapján kiderülne, hogy nem a Duna építette ezeket a szinteket, akkor milyen tényezők befolyásolták fejlődését, és miért különbözik ennyire morfológiájában a tőle Ny-ra fekvő Szentandrás-völgytől. Ezen kívül érdemes kapcsolatot keresni a Bölskei-völgy D-i süllyedékterülete és a Szentandrás-völgy között is. Ha pedig a Duna formálta a völgyet, pontosan mikor történhetett ez? Amint az látszik, a terület még számos kutatási lehetőséget foglal magába, ezáltal remek témát képez további vizsgálatok számára.

9. Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok témavezetőmnek, Dr. Varga Gábornak szemléletformáló kritikáiért, a terepbejárások alkalmával folytatott gondolatébresztő szakmai tanácsaiért, valamint munkám elkészítésében nyújtott segítségéért.

Köszönöm továbbá kollégám, Józsa Edina segítségét a geoinformatikai szoftverek kezelésének elsajátításában, valamint a számtalan hasznos tanácsot, amivel nagyban hozzájárult munkám gördülékeny előrehaladásához.

Továbbá köszönettel tartozom családomnak, amiért biztosították a körülményeket a nyugodt munkához.

10. Irodalomjegyzék

1. ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) 1959. *A Mezőföld természeti földrajza*. Földrajzi Monográfiák 2. Akadémiai Kiadó, Budapest, 514 p.
2. ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) 1981. *A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl)*. Magyarország tájföldrajza 4. Akadémiai Kiadó, Budapest, 704 p.
3. ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. 1969. A magyarországi dombságok negyedkori felszínfejlődésének főbb vonásai. *Földrajzi Közlemények* 17. (3) pp. 255–271.
4. ÁDÁM L. – PÉCSI M. (szerk.) 1985. *Mérnökgeomorfológiai térképezés*. Elmélet-Módszer-Gyakorlat 33. MTA FKI, Budapest, 189 p.
5. BALLA Z. 2009. A Coriolis-erő hatása a folyókra a magyar szakirodalomban. *MÁFI évi jelentése a 2007. évről*, pp. 79–84.
6. BENDEFY L. 1972. A dunaföldvári partcsuszamlás. *Földrajzi Közlemények* 20. (1) pp. 1–17.
7. BORSY Z. (Szerk.) 1992. *Általános természetföldrajz*. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 269–292.
8. BORSY Z. 1989. Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődése. *Földrajzi Értesítő XXXVI. II.* (3–4), pp. 211–224.
9. BUGYA T. 2007. Új módszerek a folyóteraszok kimutatására földtani fúrások adatai és térinformatikai módszerek alapján, magyarországi mintaterületeken. *Modern Geográfia 2007–1* pp. 1–15.
10. BULLA B. – MAROSI S. (szerk.) 1968. *Válogatott természeti földrajzi tanulmányok*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 143 p.
11. BULLA B. 1934. A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. *Földrajzi Közlemények* 62. pp. 136–149.
12. BULLA B. 1936. Terraszok és szintek a Duna jobbpartján Dunaadony és Mohács között. *MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő* 52. pp. 27–42.
13. BULLA B. 1941. A Magyar-medence pliocén és pleisztocén teraszai. *Földrajzi Közlemények* LXIX. (4) pp. 199–230.
14. BULLA B. 1956. Folyóteraszproblémák. *Földrajzi Közlemények* 4. (2) pp. 121–141.
15. CHOLNOKY J. 1926. *A földfelszín formáinak ismerete*. Budapest, 295 p.

16. EISAM F. – TELBISZ T. – IMECS Z. – MARI L. 2013. Morfometriai vizsgálatok a Torockói-hegység Aranyostól északra fekvő térségeiben. *Karsztfejlődés XVIII.* pp. 65–82.
17. ERDŐSI F. 1969. Az antropogén geomorfológia mint új földrajzi tudományág. *Földrajzi Közlemények* 17. (1) pp. 11–26.
18. FÁBIÁN SZ. Á. 2004. *Geomorfológiai veszélyforrások a Duna mentén Dunaföldvár és az országhatár között.* Doktori értekezések, Kézirat, 125 p.
19. FODOR T.-né – HORVÁTH ZS. – SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1981. A Dunakömlőd - Paks közötti dunai magaspárt mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata. *Földtani Közlöny* 111. (2) pp. 258–280.
20. FODOR T.-NÉ – HORVÁTH ZS. – SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1983. A Rácalmás – kulesi magaspártok mérnökgeológiai térképezése. *Földtani Közlöny* 113. (4) pp. 313–332.
21. FODOR T.-NÉ – KLEB B. 1986. *Magyarország mérnökgeológiai áttekintése.* MÁFI, Budapest, 199 p.
22. FODOR, P. – KLEB B. 1994. Engineering geological problems in loess regions of Hungary. *Quaternary International* v. 24. pp. 25–30
23. HENGL, T. – REUTER, H. I. 2006. *Geomorphometry. Concepts, Software, Applications.* European Communities, 358 p.
24. HORVÁTH ZS. – SCHEUER GY. 1976. A dunaföldvári partrogyás mérnökgeológiai vizsgálata. *Földtani Közlöny* 106. (4) pp. 425–440.
25. HORVÁTH, E. – GÁBRIS, GY. 1997. Geochronology of middle and upper Pleistocene loess sections in Hungary. *Quaternary Research* 48. pp. 291–312.
26. JASKÓ S. – KROLOPP E. 1991. Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. *MÁFI évi jelentése az 1989. évről.* pp. 65–82.
27. JÓZSA E. – FÁBIÁN SZ. Á. – VARGA G. – VARGA T. 2014. Meredek lejtőkkel elválasztott sík felszínek domborzatmodellezésének sajátosságai dunai magaspártok példáján. *Modern Geográfia 2014–II.* pp. 1–20.
28. KARÁCSONYI S. – SCHEUER GY. 1972/a. A dunai magaspártok építésföldtani problémái. *Földtani Kutatás* 15. (4) pp. 71–83.
29. KARÁTSZON D. (főszerk.) 1997. *Pannon Enciklopédia: Magyarország földje, kitekintéssel a Kárpát-medence egészére.* Kertek 2000 Könyvkiadó, Budapest, 508 p.
30. KÉZ A. 1956. Az Ösduna és vízterülete. *Földrajzi Közlemények* 4. (4) pp. 403–408.

31. KLEB B. – SCHWEITZER F. 2001. *A Duna csuszamlásveszélyes magaspártjainak településkörnyezeti hatásvizsgálata*. In: Magyarország az ezredfordulón – Stratégiai kutatások a Magyar Tudományos Akadémián. Műhelytanulmányok (sorozatszerk.: GLATZ F.): Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői (összeállította: ÁDAM A. – MESKÓ A.) MTA, Budapest, pp. 169–193.
32. LANE, S. N. – RICHARDS, K. S. – CHANDLER, J. H. 1998. *Landform Monitoring, Modelling and Analysis*. Willey, 454 p.
33. MAROSI S. – SCHWEITZER F. 1997. *Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén*. In: MAROSI S. – MESKÓ A. (szerk.) A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 153–175.
34. MAROSI S. – SOMOGYI S. (szerk.) 1990. *Magyarország kistájainak katasztere I.–II.*, MTA Földrajztudományi, Kutató Intézet, Budapest, 1026 p.
35. MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) 1967. *A dunai Alföld*. Magyarország tájföldrajza 1. Akadémiai Kiadó, Budapest, 381 p.
36. MAROSI S. – SZILÁRD J. (szerk.) 1967. *A dunai Alföld*. Magyarország tájföldrajza 1. Akadémiai Kiadó, Budapest, 381 p.
37. MÉSZÁROS E. – SCHWEITZER F. (szerk.) 2003. *Föld, víz, levegő*. Magyar Tudománytár I., Akadémiai Kiadó és Kossuth Kiadó, Budapest, 511 p.
38. NETELER, M. – MITASOVA, H. 2008. Spatial Interpolation and Approximation. In: NETELER, M. – MITASOVA, H (eds.): *Geomorphometry – Concepts, Software, Applications*. – Elsevier, pp. 65–86.
39. PÉCSI M. – JUHÁSZ Á. – SCHWEITZER F. 1976. A magyarországi felszínmozgásos területek térképezése. *Földrajzi Értesítő* 25. (2–4) pp. 223–235.
40. PÉCSI M. – JUHÁSZ Á. 1974. A magyarországi csuszamlásos területek katasztere és térképi ábrázolása. *Földrajzi Értesítő* 23. (2) pp. 193–202.
41. PÉCSI M. – KERÉKES S. 1973. Folyóvízi eróziós formák és folyamatok értelmező szótára. *Földrajzi Közlemények* 21. (1) pp. 75–89.
42. PÉCSI M. (főszerk.) 1989. *Magyarország Nemzeti Atlasza*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 395 p.
43. PÉCSI M. 1959/a. *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana*. Földrajzi Monografiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 159–162.
44. PÉCSI M. 1970. A mérnöki geomorfológia problematikája. *Földrajzi Értesítő* 19. (4) pp. 369–380.

45. PÉCSI M. 1971/a. A földcsuszamlások főbb típusai. *Földrajzi Közlemények* 19. (2–3) pp. 125–143.
46. PÉCSI M. 1971/b. Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás. *Földrajzi Értesítő* 20. (3) pp. 233–238.
47. PÉCSI M. 1991. *Geomorfológia es domborzatminősítés. Elmélet-Módszer-Gyakorlat* 53. MTA FKI, Budapest, 296 p.
48. PÉCSI M. 1993. *Negyedkor es löszkutatás. Elmélet-Módszer-Gyakorlat* 54. Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.
49. PÉCSI, M. – SCHEUER, GY. – SCHWEITZER, F. 1979. Engineering geological and geomorphological investigation of landslides in the loess bluff along the Danube in the Great Hungarian Plain. *Acta Geologica Hungarica* 22. pp. 327–343.
50. PÉCSI, M. – SCHWEITZER, F. 1993. Long-term terrestrial records of the middle-Danubian basin. *Quaternary International* v. 17. pp. 5–14.
51. PÉCSI, M. 1968. Evolution of floodplain levels of the Danube and their principal bearings on the geography of agriculture. *Földrajzi Közlemények* 16. (3) pp. 215–222.
52. SCHEUER GY. 1979. A dunai magaspартok mérnökgeológiai vizsgálata. *Földtani Közlöny* 109. (2) pp. 230–254.
53. SCHWEITZER F. 1978. *A dunaföldvári magaspарт és környékének mérnökgeomorfológiai viszonyai.* MTA FKI, Budapest, (kézirat)
54. SCHWEITZER F. 1999/a. *Omlás- és csuszamlásveszélyes dunai magaspартok, kapcsolatuk a vonalas létesítményekhez és a településekhez.* In: TÓTH J. – WILHELM Z. (szerk.) *Változó környezetünk. Tiszteletkötet Fodor István Professzor Úr 60. születésnapjára.* JPTE University Press, Pécs, pp. 300–315.
55. SCHWEITZER F. 2001. A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai: Folyóink hullámterének fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. *Földrajzi Értesítő* 50. (1–4) pp. 63–72.
56. SCHWEITZER F. 2004/a. *Holocén éghajlatváltozások földtani és geomorfológiai vonatkozásai a Kárpát-medence belsejében.* MTA FKI, 20 p. (kézirat)
57. SCHWEITZER F. 2011. *Katasztrófák tanulságai. Stratégiai jellegű természetföldrajzi kutatások.* MTA FKI. 195 p.
58. SOMOGYI S. 1961. Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. *Földrajzi Közlemények* 9. (1) pp. 25–50.
59. SZABÓ J. 1996. *Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődéstörténetében.* Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 236 p.

60. SZILÁRD J. 1955. Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. *Földrajzi Értesítő* 4. (3) pp. 263–278.

61. TELBISZ T. – SZÉKELY B. – TIMÁR G. 2013. *Digitális terepmodellek. Adat, látvány, elemzés*. ELTE TTK Földrajzi- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék, 80 p.

62. VÉGH T. – HORVÁTH E. 2012. *Völgyfejlődési vizsgálatok a dunakömlőd-paksi löszháton*. In: NYÁRI D. (szerk.) Kockázat–konfliktus–kihívás. A VI. Magyar Földrajzi Konferencia, a MERIEXWA nyitókonferencia és a Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciájának tanulmányai. Szeged, pp. 949–963.

63. WILSON, J. P. – GALLANT, J. C. 2000. *Terrain Analysis. Principles and Applications*. John Wiley & Sons, INC, New York, 479 p.

Elektronikus források:

1. A dunaföldvári vízmérce adatai.
http://www.kdtvizig.hu/weport.nsf/wp?openagent&VizallasIdosor_Dunafoldvar

2. ArcGIS – Comparing interpolation methods.
http://help.arcgis.com/en/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/Comparing_interpolation_methods/009z000000z4000000/

3. Contour lines to DEM tutorial.
http://grasswiki.osgeo.org/wiki/Contour_lines_to_DEM

4. FÖMI DDM-5 termékleírás. <http://fomi.hu/portal/index.php/termekeink/domborzat>,
http://www.geoshop.hu/images/static/ELK-DDM-5_Termek_ismerteto.pdf

5. FÖMI szintvonalrajz termékleírás.
<http://fomi.hu/portal/index.php/termekeink/szintvonalrajz>

6. Generalizer bővítmény leírás. <http://www.gis-support.pl/generalizer/>

7. MÉLYKÚTI G. 2007. Topográfiai adatbázisok - BSc - 2007, Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, BMEEOFTASJ3 segédlet a BME Építőmérnöki Kar hallgatói részére. <http://www.fmt.bme.hu/fmt/oktatas/feltoltesek/BMEEOFTASJ3/asj3segedlet.pdf>

8. MÉLYKÚTI G. 2010. Topográfia 4.: Domborzattan I.
http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0027_TOP4/index.html

9. MÉLYKÚTI G. 2010. Topográfia 5.: Domborzattan II.
http://www.tankonyvtar.hu/hu/tartalom/tamop425/0027_TOP5/index.html

10. Quantum GIS 1.8. Documentation. <http://qgis.org/api/1.8/>

I. Függelék

Munkám során a Dunaföldváron található Bölskei-völgy morfológiájával foglalkoztam. A morfológiai vizsgálatokat hagyományos és geoinformatikai módszerek ötvöztetésével végeztem. A terepi bejárást és a fotodokumentációt, többnyire témavezetőmmel együtt végeztem. A geomorfológiai térkép rajzolásában, technikai részleteinek kivitelezésében témavezetőm volt segítségemre.

A geoinformatikai eljárások alkalmazásához először létre kellett hozni egy digitális domborzatmodellt (DDM) a rendelkezésre álló, 1:10 000 méretarányú topográfiai térképekből digitalizálás útján. Miután a szintvonalas állomány kellő mértékben digitalizálásra került, a megfelelő interpolálási mechanizmus választása következett. Ebben kollégám, Józsa Edina volt segítségemre.

Miután elkészült a modell, hisztogramokat készítettem a teljes digitalizált területre, valamint az általam több lépésben szűkített, a Bölskei-völgy, valamint a madocsai teraszellipszis területére. A hisztogramos vizsgálatok felfedték a nagy arányban előforduló, összefüggő, azonos magasságú területeket. Ezeket a nagy arányban előforduló magassági értékeket vetettem össze a korábbi leírásokban szereplő teraszok magasságának értékeivel. Az összehasonlítás eredményeként a madocsai teraszellipszis magasságát kb. 1 méterrel alacsonyabbnak találtam, mint a korábbi leírásokban. A Bölskei-völgyre szűkített hisztogram-vizsgálat eredményeként felfedeztem, hogy a madocsai teraszellipszis – mely a Duna által a pleisztocén végén, de főként a holocénban kialakított II/a számú terasz – magasságánál a völgyben előforduló szintek átlagosan 8–10 m-rel, helyenként többel magasabbak, ezáltal valószínűleg idősebbek is. A kapott magassági értékek megfeleltethetők a PÉCSI M. által leírt II/b számú terasz magasságának. Fúrások adatai nélkül azonban nem lehet egyértelműen következtetni arra, hogy valóban dunai II/b teraszról beszélünk-e?

A Bölskei völgyben a 125 m-es szintvonal által kivágott területen völgyprofil-vizsgálatokat végeztem. Az így kapott adatok igazolták az általam készített geomorfológiai térkép adatait, valamint azok a szintek, melyek első körben elkerülték a figyelmem, a völgyprofilok adatai alapján ábrázolásra kerültek a térképen.

II. Függelék

Jelen dolgozat és diplomamunkám között a legfőbb eltérés, hogy míg diplomamunkám nagyobb hangsúlyt fektet a modellezés geoinformatikai módszereire, addig e munkám inkább hagyományos geomorfológiai vizsgálatok eredményeit mutatja be, néhány geoinformatikai módszerrel pontosítva, könnyítve azokat. A magaspatok pontos interpolálása nem feladata jelen dolgozatnak, mivel a magasparti területeket nem vizsgálom.

Különbözik még diplomadolgozatomtól abban, hogy míg diplomadolgozatomban a madocsai teraszellipszis magasságát csupán leírásokból vettem figyelembe, addig jelen munkában geoinformatikai módszerekkel vizsgáltam is annak magasságát, valamint a völgyprofil-vizsgálatokat 125 m-es kivágattal, azaz a teljes völgyoldallal végeztem, ellenben diplomadolgozatommal, ahol 110 m-es kivágattal végeztem.