

Természetföldrajzi Közlemények

a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből



Természetföldrajzi Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből

2016.

ISSN 2063-4153

Főszerkesztő:

DR. NAGYVÁRADI LÁSZLÓ

Szerkesztők:

DR. FÁBIÁN SZABOLCS ÁKOS, DR. VARGA GÁBOR

Szerkesztőbizottság:

DR. DOBOS ENDRE (*Miskolci Egyetem*), DR. ELEKES TIBOR (*Miskolci Egyetem*), DR. GERESDI ISTVÁN (*Pécsi Tudományegyetem*), DR. KARÁTSZON DÁVID (*Eötvös Loránd Tudományegyetem*), DR. LÓCZY DÉNES (*Pécsi Tudományegyetem*), DR. LÓKI JÓZSEF (*Debreceni Egyetem*), DR. MUCSI LÁSZLÓ (*Szegedi Tudományegyetem*), DR. SZABÓ MÁRIA (*Eötvös Loránd Tudományegyetem*), DR. SZABÓ SZILÁRD (*Debreceni Egyetem*), DR. VERESS MÁRTON (*Nyugat-magyarországi Egyetem*)

Technikai szerkesztő:

JÓZSA EDINA, SZEBÉNYI ANITA, MÁTÉ KORNÉL

Impresszum:

Kiadó: PTE TTK Földrajzi Intézet
Székhely: 7624 Pécs, Ifjúság útja 6.
Felelős kiadó: Dr. Nagyváradai László

TARTALOM

DOMJÁN ANITA – RONCZYK LEVENTE – NAGY GÁBOR – CZIGÁNY SZABOLCS: <i>Csapadék-árhullám reakcióidők meghatározása pécsi vízfolyások esetében</i>	1
JÓZSA EDINA – FÁBIÁN SZABOLCS ÁKOS: <i>Az SRTM-1 felszínmodell korrigálása Magyarországra</i>	13
TÓTH GABRIELLA – JÓZSA EDINA: <i>Geomorfológiai tanulmányút a Fogarasi-havasokban – hegyen-völgyön át</i>	23

Csapadék-árhullám reakcióidők meghatározása pécsi vízfolyások esetében

Domján Anita¹ – Ronczyk Levente² – Nagy Gábor³ – Czigány Szabolcs⁴

¹ technikus, Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, E-mail: danita@gamma.ttk.pte.hu

² adjunktus, Pécsi Tudományegyetem, Térképészeti és Geoinformatikai Tanszék, E-mail: hidrogen@gamma.ttk.pte.hu

³ doktorandusz, Pécsi Tudományegyetem, Földtudományok Doktori Iskola, E-mail: gnagy@gamma.ttk.pte.hu

⁴ egyetemi docens, Pécsi Tudományegyetem, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék, E-mail: sczigany@gamma.ttk.pte.hu

Absztrakt

A Mecsek déli lejtőjén fekvő Pécs tagolt domborzattal és a vízzáró felszínek magas arányával jellemezhető. A spontán és nem megfelelően ellenőrzött városfejlesztés következtében a csatornahálózat és a csapadékvíz elvezetése nem szakszerűen megoldott a városban, ami jelentős elöntéseket és károkat okoz főként nagyintenzitású csapadékokat követően. A jelen kutatás célja a csapadéktöbbletből származó károokra való felkészülés elősegítése, pontosan a védekezésre rendelkezésre álló idő meghatározása a Pécsi-víz részvízgyűjtői esetében. Az összegyűlekezési időket a 2014-ben öt vízmércéből és 12 csapadékszenzorból, valamint léghőmérséklet mérőkből, talajnedvesség-szenzorokból álló hidrometeorológiai monitoringhálózat adatai szolgáltatták. Eredményeink alapján az árhullámok reakcióideje függvényeszerű összefüggést mutatott a csapadékesemények átlagos és maximális intenzitásával. A reakcióidő a vizsgált események 50 százalékában kevesebb, mint egy óra volt, a legrövidebb reakcióidő esetében pedig 5 percet regisztráltunk. Ugyan évszakos összefüggést nem sikerült megállapítani a csapadékontenzitás és a reakcióidők között, azonban alapvetően a nyári és az őszi csapadékesemények rövidebb reakcióidővel rendelkeztek, mint a téli és tavaszi események. Eredményeink jó alapot nyújthatnak hidrometeorológiai monitoringhálózatok tervezéséhez, valamint adatot szolgáltathatnak a városgazdálkodási vállalat (BIOKOM Nonprofit Kft.) számára a védekezési időket illetően, valamint a csapadék-lefolyás modellek pontosabb parametrizálásához.

Kulcsszavak összegyűlekezési idő, reakcióidő, csapadék-lefolyás, Pécs

DOI: 10.17799/2016.1.1

1. Bevezetés és célkitűzés

1.1. A villámárvizek kialakulása

Napjainkban az éghajlatváltozás és az antropogén hatás okozta környezeti anomáliák egyre inkább a figyelem középpontjába kerülnek (Bartholy, Bozó, & Hapszra, 2011). Földünkön, így többek között a Kárpát-medencében is egyre gyakoribbak az ún. villámárvizek, valamint városi árvizek, amelyek a leggyakoribb természeti csapások egész Európa szerte (Stevaux & Latrubesse, 2010; European Environment Agency [EEA], 2005; Wanielista, Kersten, & Eaglin, 1997).

Az urbanizált területeken hirtelen megjelenő áradásokat több szerző is határozottan elkülöníti a természetes felszíneken bekövetkező áradásoktól (Georgakakos, 2006; Lóczy, Pirkhoffer, & Gyenizse, 2012; Cobby et al., 2008). A városi árvizek gyakorisága, illetve az anyagi és

emberi javokban bekövetkező kár mértéke az urbanizáció mértékével egyenes arányban nő (American Society of Civil Engineers [ASCE], 1992; Grundfest, 1977). Az intenzív csapadékok kialakulásakor olyan víztöbblet keletkezhet, amelyet sok esetben a felszíni és a felszín alatti csatornahálózat rövid idő alatt nem tud elvezetni, így hozzájárul a megnövekedett felszíni lefolyáshoz vagy árvizekhez (Hinman, 2005; Javier, Smith, Meierdiercks, Baeck, & Miller, 2007). További probléma, hogy a városok „életével” járó szennyező anyagok mosódhatnak be a városi vízrendszerekbe, amelyek káros hatásúak is lehetnek (Martinez, Casermeiro, Morales, Cuevas, & Walter, 2003; Jiang & Gan, 2012).

1.2. Villámárvizek hazai és pécsi viszonylatban

Ugyan Magyarország domborzatának köszönhetően nem jellemző helyszíne villámárvizek kialakulásának,

mégis több alkalommal jegyezték fel katasztrofális villámárvízi eseményeket hazánkban (Fábián, Görcs, Kovács, Radvánszky, & Varga, 2009; Czigány et al., 2010). Ilyen esemény volt például 2005. április 18-án, Mátrakeresztesen, ahol a Csörgő- és a Kövicses-patak az esőzés hatására kiléptek medrükből (Horváth, 2005). 2010. május 15-16-i esőzéseket követően Csikóstóttősen 65 embernek kellett elhagyni az otthonát, mivel a települést nyugatról határoló Hábi-csatorna nem tudta megfelelőképpen elvezetni a hirtelen megjelenő, nagy mennyiségű víztömeget.

Pécs természeti és felszínhasználati adottságai a villámárvízekkel foglalkozó szakemberek számára jó kutatási területet biztosítanak, mivel a Mecsek déli lejtőjén, és a Pécsi-víz vízgyűjtőjének felső szakaszán helyezkedik el és az impermeábilis, vízzáró rétegek aránya igen magas, helyenként a 37%-ot is meghaladja (Ronczyk, Czigány, Horváth, & Lóczy, 2015). Pécssett a 2010. május 15-17-i esőzések hatására jelentős helyi vízkáresemények történtek. A 60 órán át tartó csapadéktevékenység (155 mm) következtében a Tettye alatti területet sártenger borította el, a Magtár és a Pipacs utcákból embereket kellett kiköltöztetni. A Meszes-patak kiöntése miatt a Május 1. utca teljes szélességében hömpölygött a víz. 2014. augusztus 3-án kevesebb, mint 2 óra alatt átlagosan 75–80 mm csapadék hullott le, ami miatt a Megyeri úti szennyvízátelmonél az esővíz túlterhelte a rendszert, aminek következtében a szennyvízzel kevert esővíz 8 méter magasan megtöltötte a gépházat.

1.3. Összegyülekezési és reakcióidők számítása egységárhullámok esetében

A csapadéktöbblet a csapadéknak azon része, amely nem tározódik a felszínen vagy a talajban, hanem lefolyik a vízgyűjtőben és annak kifolyási pontján távozik (Zsuffa, 1996). Ez tulajdonképpen a közvetlen felszíni vagy felszín alatti lefolyás, ami vagy a vízfolyásokon, vagy városi területek esetében a csatornahálózaton (csapadékcsatorna) távozik a vízgyűjtőből (Ronczyk & Czigány, 2014; Ronczyk et al., 2015). Az árhullámok levonulásának ismerete, illetve becslése megkívánja a hidrológiai ciklus részfolyamatainak ismeretét, a terület vízmérlegét és hidraulikai folyamatainak ismeretét, illetve elsősorban azt, hogy a lehulló csapadék milyen arányban fog eloszlani a tározás és a lefolyás között (Klug & Oana, 2015).

A vízgyűjtő csapadékeseményre adott válaszát számtalan környezeti peremfeltétel szabályozza (McCuen, 2009; Green & Nelson, 2002). Ezek közül az egyik legfontosabb az összegyülekezési idő (t_c), amely azt jelenti, hogy mennyi idő szükséges a víznek a vízgyűjtő hidraulikai értelemben legtávolabbi pontjától ahhoz, hogy eljusson a vízgyűjtő kifolyási pontjáig (Szlávik & Sziebert, 2006). Ez megfelel annak, amikor a vízgyűjtő teljes területe hozzájárul a lefolyáshoz (Stelcer, 2000), azaz a csapadékesemény kezdete és a tetőző vízhozam között

eltelt időt értjük alatta. Gyakorlati oldalról nézve ez a védekezésre, vagy riasztásra fordítható időt jelenti.

Az összegyülekezési idő meghatározása történhet az idő mérésével és tapasztalati (empirikus) egyenletek, modellek segítségével (Grimaldi, Petroselli, Tauro, & Porfiri, 2012). Az empirikus egyenletek több változata is elterjedt világszerte. Giandotti egyenlete (Giandotti, 1934) széleskörűen használt Olaszországban. Az Egyesült Államokban több egyenletet is sikeresen használnak a hidrológiai szakemberek, mint például a Kirpich-egyenletet (Kirpich, 1940), az NRCS-egyenletet [National Research Conservation Service] (Folmar, Miller, & Woodward, 2007), az Izzard-egyenletet (Izzard, 1946), a Federal Aviation Administration [FAA] egyenletét (ASCE, 1992), valamint Kerby egyenletét (Kerby, 1959). Ahol a felszíni lefolyás jelentősebb, mint a mederbeli lefolyás, ott jól használható Morgali & Linsley (1965) egyenlete. Yen & Chow (1983) az összegyülekezési idő számítása során már a csapadékinzintitás mértékét is figyelembe vette, míg mások a tározási együttható és az összegyülekezési idő arányát vették alapul az egységárhullám modellezésénél (Straub, Melching, & Kocher, 2000).

Mivel az összegyülekezési idő közvetlenül nem mérhető, ezért időtartama úgy becsülhető, hogy a lefolyási pályákat szegregáljuk olyan egységekre, amelyek magukba foglalják a felszínen történő lefolyást, illetve az időszakos vagy állandó folyáspályákat (patak- és folyómedreket) (US Army Corps of Engineers [USACE], 2001; Aronica & Candela, 2007). Az összegyülekezési idő azonban számos környezeti paramétertől függ, azaz vízgyűjtő specifikus érték. Ilyen paraméter pl. a csapadék intenzitása (Szlávik & Sziebert, 2006), a felszínborítás típusa (Ronczyk et al., 2015), a kezdeti talajnedvesség (Czigány et al., 2010; Pirkhoffer, Czigány, Hegedüs, Balatonyi, & Lóczy, 2013; Hegedüs, 2014;) vagy a vízgyűjtő formája és átlagos lejtőszöge. Városi vízgyűjtők esetében a csapadékelvezető hálózat struktúrája, vezetőképesége, valamint az impermeábilis felszín aránya lehet a legfontosabb tényező (Ronczyk & Wilhelm, 2006). Több szerző vélt összefüggést felfedezni a csapadékinzintitás és az összegyülekezési idő között (pl. Sarangi et al., 2007; Hegedüs et al., 2013).

Jelen kutatás alapvető célja, hogy meghatározzuk egyes pécsi vízfolyások reakcióidejét a 2014-es év csapadék és vízállás adatai alapján. Természetesen a reakcióidő nem egyezik meg a hidrológiai értelemben meghatározott összegyülekezési idővel, de arányos azzal. A reakcióidők számítása során azt az időtartamot definiáltuk, amely eltelt a csapadékesemények kezdete, illetve maximális intenzitása és a tetőző árhullám (Q_{max} illetve h_{max}) között, nyolc csapadékszenzor-vízállás mérce párosra a Pécsi-vízfolyásra és mellékvizeire. Ezek az adatok hasznos információkat nyújthatnak Pécs város városgazdálkodási vállalata, a BÍOKOM Nonprofit Kft. számára, illetve a katasztrófavédelem munkatársainak is.

2. Eszközök és módszerek

2.1. A felhasznált eszközök

Méréseinkhez a hidrometeorológiai monitoringrendszer közel 10 km²/állomás lefedettséggel rendelkező hálózati (162 km²/14 állomás) adatait használtuk fel. A csapadékesemények regisztrálását Boreas (Boreas Kft., Érd), Lambrecht (Lambrecht GmbH., Göttingen, Németország) és Decagon (Decagon Devices Inc., Pullman, Washington állam, Egyesült Államok) gyártmányú billenőedényes ECRN-100 típusú csapadékmérőkkel végeztük 10 perces időbeli felbontással.

Vízállásmérő szenzorok öt mérőhelyen kerültek kihelyezésre. A DATAQUA gyártmányú (DATAQUA Kft., Balatonalmádi) szenzorok elhelyezésnek fő szempontja az volt, hogy lehatárolható legyen az egyes részvízgyűjtők (főgyűjtők) hozzájárulása az árhullámok víztömegéhez. A vízhozamok kiszámolását $Q-h$ görbék segítségével végeztük el a Meszes-patak (Mohácsi út), Ürögi-patak (Páfrány utca) és Bálics-patak esetében. Kutatásunkhoz öt vízmérce adatait használtuk fel.

2.2. Az összegyülekezési idő kiszámítása

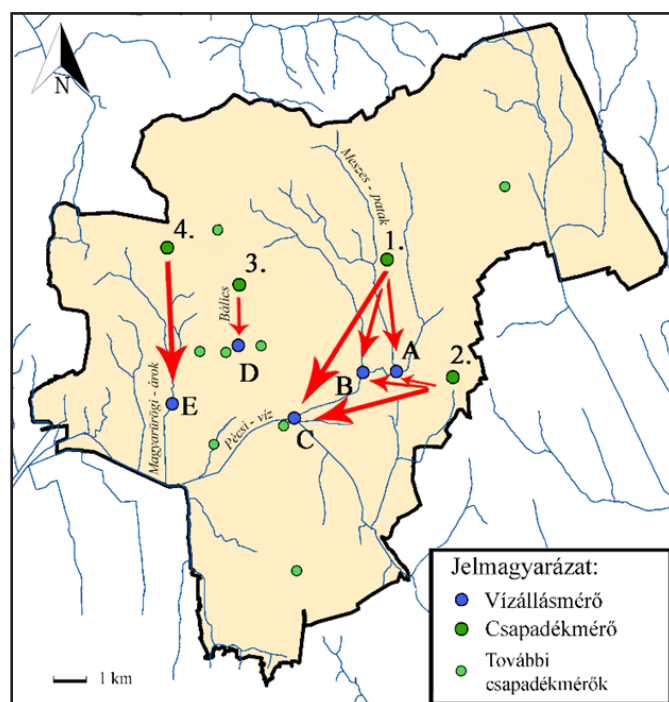
Számításaink során a fent említett monitoring hálózat mérőállomásai által regisztrált adatokat használtuk fel nyolc csapadékmérő-vízmérce pár esetében (1. ábra). Minden esetben a vízmércéhez tartozó, ugyanazon vízgyűjtő magasabb részén elhelyezkedő csapadékszenzor adatait vettük figyelembe. A jelen kutatáshoz a Rezgő utcai, a Meszesi, az Erdész utcai és a Szentkúti csapadékszenzorok 2014-es adatait használtuk fel, ezek mindegyike automata, billenőedényes szenzor.

Az összegyülekezési idő értékét kétféleképpen határoztuk meg: (a) a csapadékesemény kezdete és az árhullám tetőzése között eltelt idő (t_{pi}), valamint (b) a csapadékszenzor maximuma és az árhullám tetőzése között eltelt idő (t_{pm}). Három esetben egy vízállásmérő szenzorhoz több csapadékmérő adatait rendeltük a nagyobb térbeli lefedettség és az árhullám terjedésére irányuló pontosabb számítások érdekében, valamint figyelembe vettük a vízgyűjtő domborzati adottságait is a nyolc csapadékszenzor-vízmérce pár kiválasztásakor (1. táblázat és 1. ábra).

A Boreas gyártmányú csapadékszenzorok nem csak a

10 perces csapadékösszegek mérésére alkalmasak, hanem regisztrálják az események maximális intenzitását is a 10 perces mérési időintervallumon belül. Ezek az intenzitás értékek értelemszerűen magasabbak az átlagos csapadékszenzor értékeknél. Az események vizsgálata során külön elemeztük ezekhez az intenzitásértékekhez tartozó reakcióidőket. A teljes csapadékesemény maximális intenzitásától a vízállás tetőzéséig eltelt idők (t_{pm}) között az esetek nagy részében nem figyeltünk meg olyan szoros összefüggést, mint a t_{pi} esetében.

A maximális intenzitás és a h_{max} közötti összefüggés vizsgálatára összesen hét vízmérce-csapadékszenzor párost elemeztünk. Az Erdész utcai csapadékszenzor (Decagon ECRN-100) nem regisztrál maximális intenzitás adatokat, így a Bálics-patak esetében a t_{pm} -re vonatkozóan nem tudtunk számításokat végezni. A t_{pm} idők elemzése során ugyanazon eseményeket vizsgáltuk, mint a t_{pi} idők meghatározásához.



1. ábra: A vízgyűjtő-specifikus reakcióidők számolásához használt csapadékszenzor és vízmérce párok Pécssett.

(1.) Meszes; (2.) Rezgő utca; (3.) Erdész utca; (4.) Szentkút (A) Mohácsi út; (B) Tüskésrét; (C) Börgyár; (D) Bálics; (E) Ürögi – Páfrány utca

1. táblázat: A magasságmodellek különbségeinek aránya.

Csapadékszenzor	Csapadékszenzor típusa	Vízmérce	Vizsgált események száma (db)	Párosítás kódja
Meszes	Boreas	Mohácsi út	21	M1
Meszes	Boreas	Tüskésrét	29	T1
Meszes	Boreas	Börgyár	34	B1
Rezgő utca	Boreas	Mohácsi út	19	M2
Rezgő utca	Boreas	Tüskésrét	28	T2
Rezgő utca	Boreas	Börgyár	29	B2
Szentkút	Boreas	Ürög (Páfrány u.)	11	Ü1
Erdész utca	Decagon ECRN-100	Bálics	18	Bá1

3. Eredmények

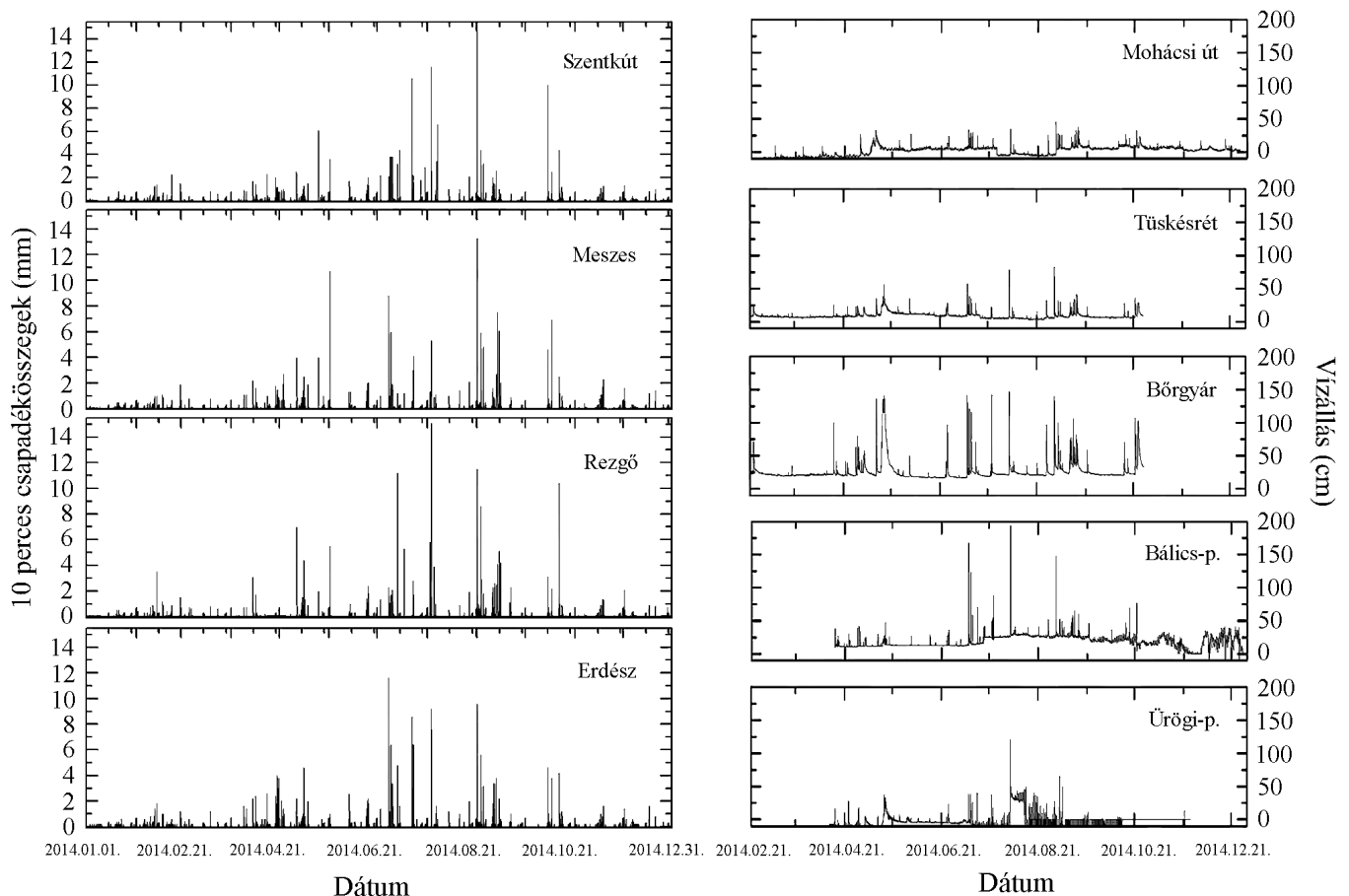
Pécs átlagos évi csapadékösszege a 2014-es évben területi átlagban elérte a 988 mm-t (minimum: 955,9 mm – Rezgő utca; maximum: 1027,4 mm – Damjanich gépház). A legnagyobb intenzitásokat, a sokévi éghajlati mintázatnak megfelelően a nyári hónapokban regisztráltuk (2. ábra). A vízállás idősorokban jelentős adathiánnyal szembesültünk (2. ábra), de mérőállomásonként így is 11–34 csapadékesemény-árhullám kapcsolatot tudtunk vizsgálni.

3.1. A csapadék kezdetétől a vízállás tetőzéséig eltelt idő az átlagos csapadékintenzitás függvényében (t_{pi}) a pécsi vízfolyásokon

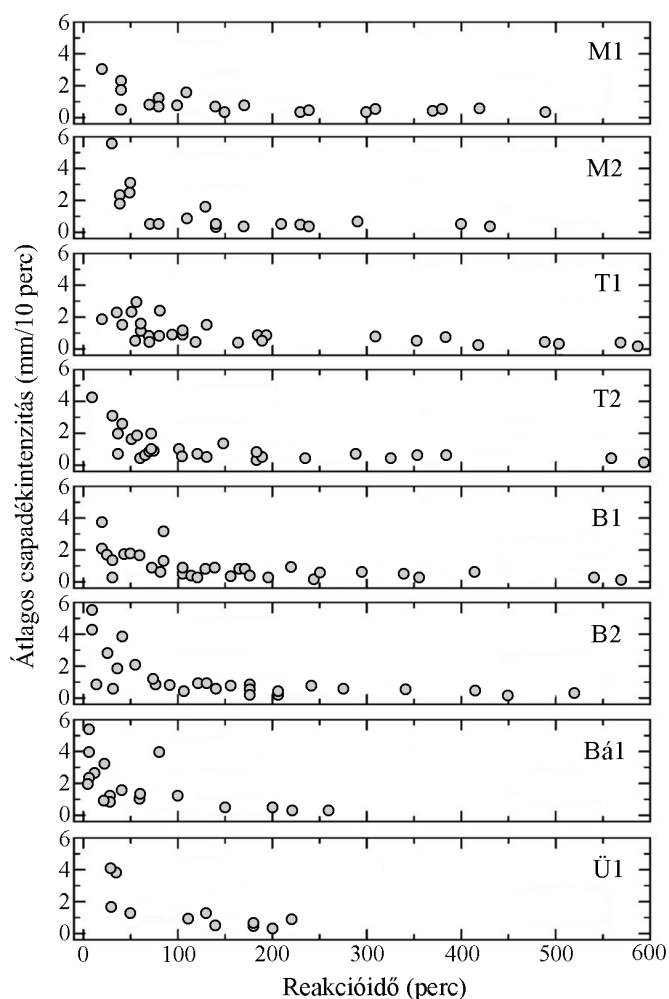
Az átlagos intenzitás és a vízállás tetőzése között eltelt időket (t_{pi}) elsőként a Meszes patakon elhelyezett Mohácsi úti vízmérce adatai, illetve két csapadékmérő állomás adatai alapján vizsgáltuk (3. ábra). Erősebb korrelációt a Rezgő utcai szenzor által regisztrált adatokkal tapasztaltunk (M2), ebben a hozzárendelésben a korrelációs koefficiens értéke elérte a $r^2=0,6479$ -et, míg a meszesi állomás adataival való kapcsolat (M1) kissé ez alatt maradt, a korrelációs együttható $r^2=0,602$ volt. Mindkét esetben az adatokra illesztett trendvonal egyenlete hatvány összefüggést mutatott. Az „M2” jelű össze-

hasonlítás során az összes esetek (19) mindössze 26,3%-a rendelkezett 60 percnél rövidebb reakcióidővel. Az összes kiválasztott esemény alapján elmondható, hogy az 1,6 mm/10 perc intenzitást meghaladó események maximum 130 percen belül megjelentek a vízállásban. A t_{pi} idők 30 és 430 perc között, az átlagos intenzitások pedig 0,3 és 5,6 mm/10 perc között változtak.

A Pécsi-vízen két helyen is rendelkezünk vízállásmérő szenzorral. A keletebbre eső adatgyűjtő állomás Tüskésréten került telepítésre 2013-ban. Ennek a vízmércenek az adatait is a fent említett két csapadékszenzor adataival hasonlítottuk össze, és hasonlóképpen a Rezgő úti csapadékmérő adataival való korreláció bizonyult erősebbnek (T2), ebben a párosításban a korrelációs koefficiens értéke $r^2=0,5844$ volt. A meszesi állomás adataival való összehasonlítás esetén (T1) is jónak nevezhető korrelációt tapasztaltunk, $r^2=0,5572$. Ennek megfelelően az adatokra illesztett trendvonal egyenlete itt is mindkét esetben hatvány összefüggést mutatott. A „T2” jelzésű párosítás esetén (28 esemény), az esetek 28,6%-ában a csapadék kezdetét követően maximum 60 percen belül megjelent az árhullám. A 2 mm/10 perc intenzitást meghaladó események kivétel nélkül, legfeljebb 70 percen belül a vízállás tetőzését jelentették. A vizsgált események során a t_{pi} idők 10 és 590 perc között, az átlagos intenzitások pedig 0,1 és 4,3 mm/10 perc között változtak.



2. ábra: 10 perces csapadékösszegek a 2014-es évben a pécsi hidrometeorológiai mérőhálózat négy mérőpontján (balra). Vízállás idősorok a 2014-es évre a pécsi hidrometeorológiai mérőhálózat öt mérőpontján (jobbra).



3. ábra: Az átlagos csapadékinintenzitás (t_{pi}) és a tetőző árhullám (h_{max}) közötti időbeni összefüggés a 2014-es évben.

A Pécsi-vízen telepített nyugatabbra eső vízmérce a korábbi Bőrgyárnál található. Ennek a szenornak az adatait is a meszesi (B1), illetve a Rezgő utcai (B2) csapadékmérő adataival hasonlítottuk össze és ismételten a Rezgő utcai adatokkal figyeltünk meg szorosabb összefüggést. A „B2” párosítás esetén a korreláció $r^2=0,5918$, míg a „B1” párosításban $r^2=0,5583$ volt. A korábbiakkal megegyezően az adatokra illesztett trendvonal ismét hatványösszefüggést mutatott. A „B2” párosításban 29 eseményt vizsgáltunk. Ezen esetek 27,6 %-ában a csapadék kezdetét követően maximum 60 percen belül megjelent az árhullám. Kivételesen minden esetben elmondható volt, hogy az 1,2 mm/10 perc intenzitást meghaladó események maximum 73 percen belül a vízállás tetőzését jelentették. A t_{pi} idők 10 és 520 perc között változtak.

Tizennyolc eseményt vizsgáltunk a Bálics-patakon elhelyezett vízmérce és az Erdész utcai csapadékszenzor viszonyában (Bál). Az esetek 72,2%-ában a csapadék kezdetét követően 1 órán belül megjelent az árhullám. Ez a magas arány magyarázható az egymáshoz rendelt szenzorok közötti kis távolsággal, a meredek domborzattal és a betonfelszínek magas arányával. Egy kivétellel elmondható volt, hogy a 1,5 mm/10 percet meghaladó intenzitású események 40 percen belül megjelentek a vízál-

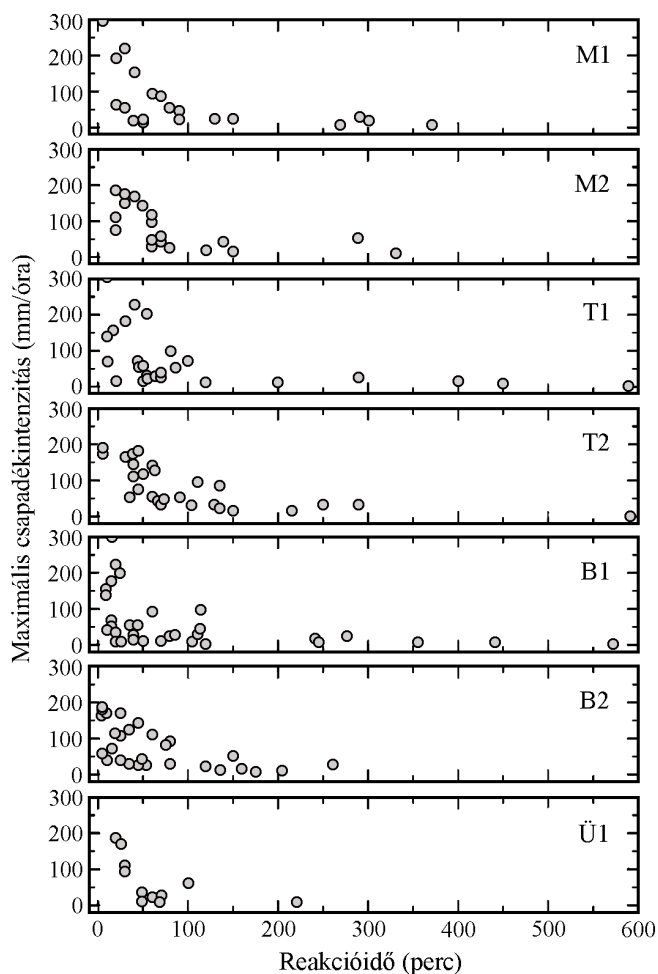
lásban. A vizsgált események reakcióideje 5 és 260 perc között változott. A legnagyobb átlagos intenzitás mértéke 5,5 mm/10 perc volt, melyhez mindössze 5 perces reakcióidő társult. A legkisebb átlagos intenzitású esemény 0,3 mm/10 perc intenzitással rendelkezett, ami csak 260 perccel a csapadék kezdetét követően váltott ki tetőzést a vízállásban. Az átlagos intenzitás és a reakcióidő között szoros összefüggés figyelhető meg, ebben az esetben a korreláció erősnek mondható, $r^2=0,6752$. Az adatokra illesztett trendvonal egyenlete exponenciális összefüggést mutatott. A vizsgált események között mindössze egy olyan akadt, amelynek intenzitása nem indokolta a hosszú reakcióidőt, így ennek okát a csapadék intenzitásának változásában, illetve a talajnedvesség befolyásoló hatásában kerestük. Ez az esemény az augusztus 3-i zivatar volt, amikor átlagosan 3,9 mm csapadék hullott le 10 perc alatt (bár voltak jóval intenzívebb időszakok is), viszont ez a mennyiség a vízállásban csak 80 perc múlva jelentkezett. Ez különösen meglepő a csapadékesemény rendkívül intenzív és konvektív jellegéből fakadóan. Az esemény kezdetét követően (12:30) a vízállás fokozatosan növekedett egészen 13:30-ig. A talajnedvesség-tartalom az esemény kezdetekor mindössze $0,1 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ volt, így lassú ütemben, de el tudta vezetni a többlet csapadék egy részét. 13:30-at követően a talajnedvesség-tartalom gyorsan növekedett, ezzel egy időben a vízállás növekedése is gyorsuló tendenciát mutatott. A tetőzés időpontjában (13:50) a talajnedvesség-tartalom már elérte a maximális értékét, a talaj több csapadékot nem tudott befogadni.

Az Ürögi-patakon (Uránvárosi buszvégállomás) elhelyezett vízmérce adatait a szentkúti csapadékszenzor adataival összevetve (Ü1) tizenegy eseményt vizsgáltunk. A kiválasztott események 45,5%-ában a csapadék kezdetét követően 60 percen belül megjelent az árhullám. Egy kivétellel a 0,9 mm/10 perc intenzitást meghaladó események maximum 110 percen belül tetőztek a vízállásban. A feldolgozott események reakcióideje 30 és 220 perc között változott. A legnagyobb átlagos intenzitású esemény 4,1 mm/10 perc intenzitással rendelkezett, mely mindössze 30 perccel a csapadékesemény kezdetét követően a vízállás tetőzését okozta. Az átlagos intenzitás és a reakcióidő között kifejezetten szoros, hatványos összefüggést tapasztaltunk ($r^2=0,7412$). Ennek a párosításnak az esetében két olyan esemény volt, melynek intenzitása nem indokolta a hozzá tartozó reakcióidőt. Ilyen eset volt például a július 9-i csapadékesemény, melynek az átlagos intenzitása 1,6 mm/10 perc volt, ami az adatokra illesztett trendvonal alapján 55 perces ($1,6=70,761x^{-0,949}$) reakcióidőt jelentene, mégis a csapadék kezdetét követően már 30 perc múlva megjelent a vízállásban. Ez a kivételesen gyors reakcióidő azzal magyarázható, hogy az esemény során az intenzitás tágabb határok között mozgott, 13:10-kor és 13:20-kor az átlagos intenzitás mértékének több mint kétszerese hullott.

3.2. A teljes csapadékesemény maximális intenzitásától a vízállás tetőzéséig eltelt reakcióidők (t_{pm}) a pécsi vízfolyásokon

A Mohácsi úti vízmérce adatait a meszei (M1) és Rezgő utcai (M2) csapadékmérő adataival összevetve, a csapadékesemények maximális intenzitásától a vízállás tetőzéséig eltelt időket vizsgálva szorosabb kapcsolatot figyeltünk meg a meszei adatokkal ($r^2=0,641$). A Rezgő utcai adatokkal való összehasonlítás esetén (M2) a korrelációs együttható $r^2=0,5704$ volt. A t_{pi} -hez hasonlóan ebben az esetben is hatvány összefüggést mutattunk ki az adatok között. Ebben a párosításban (M1) a vizsgált események 52,4%-ában a maximális intenzitást követően legfeljebb 1 órán belül megjelent az árhullám. A t_{pm} idők 5 és 370 perc között változtak (4. ábra). A leválogatott események között a legnagyobb regisztrált maximális intenzitás 300 mm/h, míg a legkisebb 11 mm/h volt.

A tuskésréti vízmérce esetében a t_{pm} idők a t_{pi} időekkel egyetemben a Rezgő utcai szenzorral (T2) mutattak kifejezetten erős korrelációt ($r^2=0,7917$), igaz ebben az esetben exponenciális összefüggést figyeltünk meg. A meszei adatokkal való kapcsolat (T1) jóval szerényebbnek bizonyult ($r^2=0,5297$), valamint hatványos összefüggést mutatott. A Rezgő utcai adatok alapján elmondható,



4. ábra: A maximális csapadékinintenzitás (t_{pm}) és a tetőző árhullám (t_{max}) közötti időbeni összefüggés a 2014-ben.

hogy a vizsgált események 42,9 %-ában a maximális intenzitást követően legfeljebb 60 percen belül megfigyelhető volt a vízállás tetőzése (ez az arány a t_{pi} esetében 28,6% volt). A t_{pm} idők 5 és 590 perc között, míg a maximális intenzitások 0,1 és 189,4 mm/h között változtak. Kivétel nélkül elmondható volt, hogy a 80 mm/h maximális intenzitást meghaladó események 135 percen belül a vízállás tetőzését okozták.

A Bőrgyárnál található vízmérce adatainak elemzése során ismét a Rezgő utcai csapadékszenzor adataival találtunk szorosabb összefüggést ($r^2=0,5168$), ebben az esetben is exponenciális kapcsolatot figyeltünk meg. A „B1” korreláció némileg elmaradt ettől az értéktől ($r^2=0,5053$), illetve az adatok között hatványos összefüggés mutatkozott. A „B2” párosítás esetén a vizsgált események 62,1%-ában a maximális intenzitást követően 60 percen belül megjelent az árhullám (ez az arány a t_{pi} esetében 27,6% volt). A t_{pm} idők 5 és 260 perc között változtak. A vizsgált események során a maximális intenzitás határértékei 6,1 és 189,4 mm/h voltak.

Az Ürögi-patakon (Uránvárosi buszvégállomás) elhelyezett vízmérce és a Szentkút csapadékszenzor (Ü1) adatainak elemzése során megfigyeltük, hogy az események 63,6%-ában a csapadék maximális intenzitását követően legfeljebb 60 percen belül a lehullott csapadék a vízállás tetőzésében mutatkozott meg (ez az arány a t_{pi} esetében 45,5% volt). A t_{pm} idők 20 és 220 perc között, a maximális intenzitások pedig 6,4 és 180 mm/h között változtak. Az illesztett trendvonal alapján az adatok közötti korreláció szoros, de elmarad a t_{pi} korrelációtól, ez esetben $r^2=0,6343$ (t_{pi} esetén $r^2=0,7412$). A t_{pi} -hez hasonlóan ismét hatványos összefüggés volt megállapítható az adatok között.

4. Következtetések

Pécs tagolt domborzati adottságainak, a burkolt felszínek magas arányának valamint, a vízgyűjtők kis méretének megfelelően az összegyülekezési idők minden csapadékmérő-vízmérce párosra nagyon rövidek voltak, legtöbb esetben 3 óránál rövidebb idő alatt megjelent az árhullám a vízmércénél a csapadék kezdetét követően. Mind a t_{pm} , mind a t_{pi} esetében, a korábbi eredményeknek megfelelően (Hegedüs, 2014) a csapadékinintenzitás és a reakcióidő között szignifikáns összefüggést, de fordított arányosságot figyeltünk meg. Azonban kiemelendő, hogy egy adott vízmércén átfolyó víztömeghez olyan részvízgyűjtők is dominánsan hozzájárulhatnak, amelyekeken nincsenek mért csapadékatatok (pl. Tetye és Belváros), így a megfigyelt árhullám eredete nem biztos, hogy teljes egészében a feltételezett csapadékszenzorhoz köthető. Ilyen módon gyakorlatilag csak a legközelebbi vízmércét lehet figyelembe venni, illetve a csapadékeseményeket egyszerre több szenzoron térben kell vizsgálni. Ebből fakadhat az, hogy például a „B2” nem csak a saját kapcsolatát

2. táblázat: Jellemző reakcióidők t_{pi} és t_{pm} idők esetén a vizsgált csapadékszenzor-vízmérce párosokra.

Csapadékszenzor-vízmérce	t_{pi} (perc)	t_{pi} átlag (perc)	t_{pi} szórás	t_{pm} (perc)	t_{pm} átlag (perc)	t_{pm} szórás
M1	20–490	182	144	5–370	104	109
M2	30–430	159	118	20–330	89	87
T1	20–590	193	177	10–590	108	144
T2	10–590	163	155	5–590	107	117
B1	20–570	193	170	10–570	103	133
B2	10–520	157	134	5–260	72	70
Bá1	5–260	72	81	-	-	-
Ü1	30–220	119	72	20–220	66	56

3. táblázat: Reakcióidők meghatározásának egyenletei t_{pi} és t_{pm} idők esetén a vizsgált csapadékszenzor-vízmérce párosokra, valamint a csapadékintenzitás és a reakcióidők közötti korreláció.

(A hatvány vagy exponenciális összefüggés közül a magasabb értéket vettük figyelembe, ezeket a félkövér számok jelzik.)

Csapadékszenzor-vízmérce	t_{pi} egyenlete ($y=...$)	t_{pi} korreláció ($r^2=...$)	t_{pm} egyenlete ($y=...$)	t_{pm} korreláció ($r^2=...$)
M1	$12,134x^{-0,571}$	0,602	$991,01x^{-0,737}$	0,641
M2	$49,336x^{-0,858}$	0,6479	$1991,4x^{-0,86}$	0,5704
T1	$17,636x^{-0,673}$	0,5572	$1364,9x^{-0,88}$	0,5297
T2	$15,031x^{-0,629}$	0,5844	$154,38e^{-0,011x}$	0,7917
B1	$19,639x^{-0,723}$	0,5583	$1010,5x^{-0,901}$	0,5053
B2	$13,819x^{-0,604}$	0,5918	$103,74e^{-0,011x}$	0,5168
Bá1*	$2,5293e^{-0,009x}$	0,6752	-	-
Ü1	$70,761x^{-0,949}$	0,7412	$8645,6x^{-1,375}$	0,6343

méri, hanem valószínűleg a belvárosi felszínnek gyorsabban megjelenő lefolyását is. Ezt látszik alátámasztani az a tény is, hogy kutatásaink során a vízállásokban megjelenő árhullámok száma, illetve a vízállás növekedésének mértéke a város keleti felétől nyugat (avagy a Belváros) felé haladva egyértelműen nőtt.

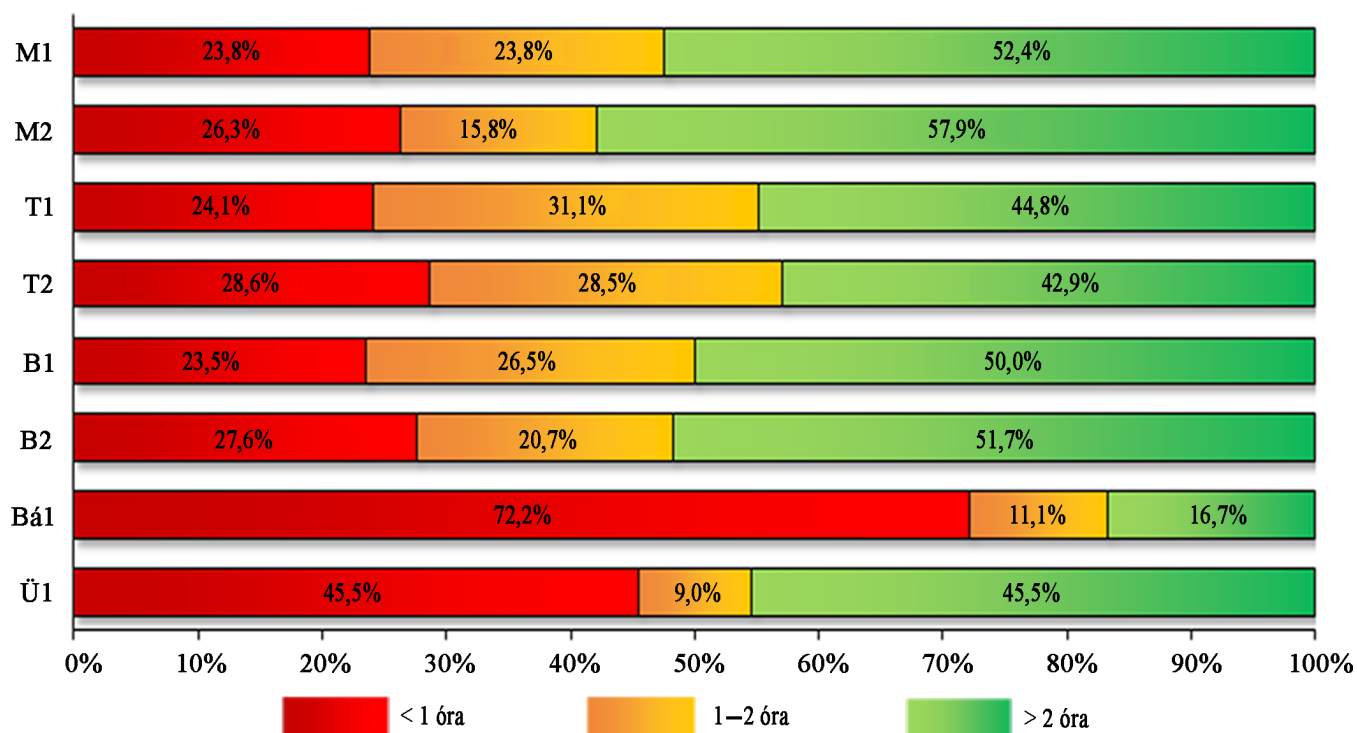
Eredményeink alapján megállapítható, hogy hidrológiai és lefolyási szempontból minden csapadékszenzor-vízmérce páros (kvázi vízgyűjtő) egyedien viselkedik. Megjegyzendő azonban, hogy a csapadékmérők és a vízszintmérők a vízfolyások más-más szakaszán helyezkednek el, így a kalkulált reakcióidőket az egyes vízfolyásokon relatív módon kell értékelni. Nem döntően, de némely esetben befolyásolta a lefolyás-beszivárgás arányát a csapadékesemény kezdetekor illetve az esemény folyamán a talajnedvesség-tartalom (pl. 2014. augusztus 3.). A feldolgozott események során az esetek túlnyomó részében a talajnedvesség nem játszott jelentős szerepet az árhullámok megjelenésében, mely eredmény ellentmond pl. Corradini, Melone, & Smith, (1997); Cosh, Jackson, Bindlish, & Pruegger, (2004); Collier, (2007); Gaume et al., (2009); Hegedüs, Czigány, Pirkhoffer, Balatonyi, & Hickey, (2015) eredményeinek, akik jelentős hatást tulajdonítottak vizsgálataik alapján a talajnedvességnek. Castillo, Gómez-Plaza, & Martínez-Mena, (2003) például jó korrelációt figyelt meg a kezdeti talajnedvesség és a beszivárgás aránya között durvább textúrájú talajok esetében.

A vizsgált csapadékszenzor-vízmérce párosok esetében a reakcióidők 5 és 590 perc között változtak a t_{pm}

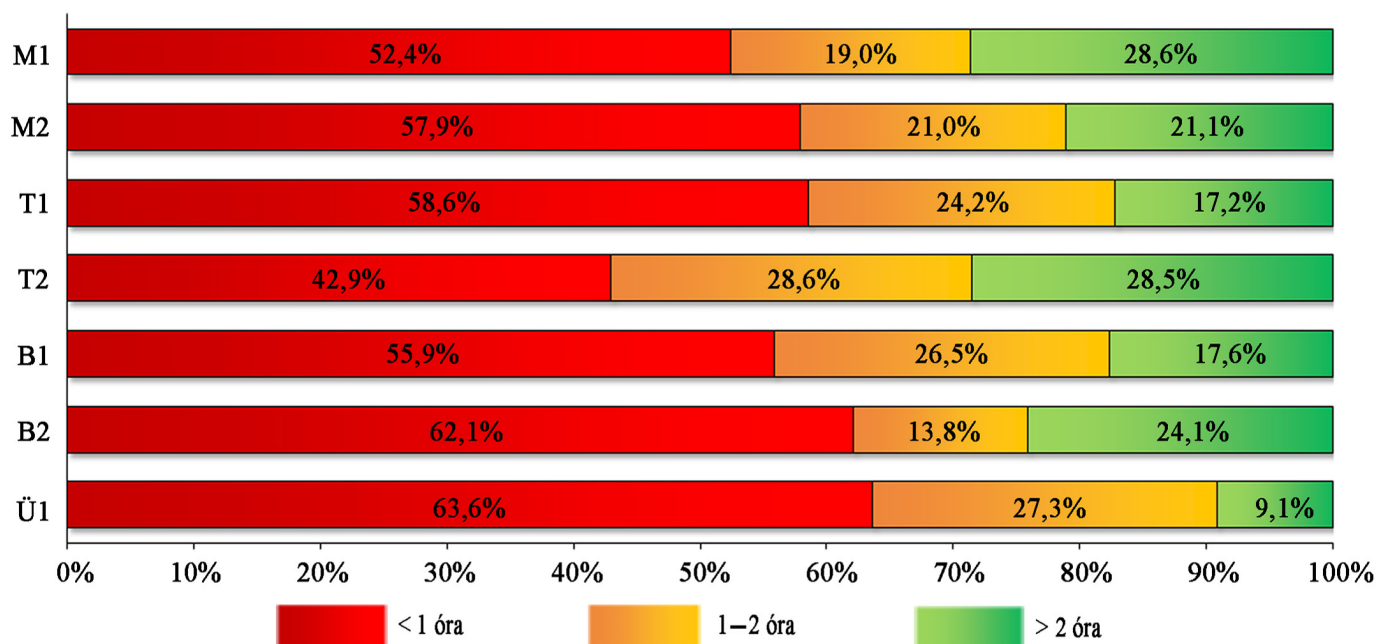
és a t_{pi} értékeit tekintve is (2. táblázat). A legrövidebb reakcióidőket a legmeredekebb és legkisebb vízgyűjtő, a Bálicsi-vízmérce feletti vízgyűjtő esetében tapasztaltuk. Itt a burkolt felületek magas aránya és a meredek domborzat járul hozzá a gyors lefolyáshoz.

A legnagyobb térbeli távolság a „B1” jelű hozzárendelés között volt (7 km), itt a t_{pm} és a t_{pi} is elérte az 570 percet. A leghosszabb reakcióidőket azonban a Meszes és a Tüskésrét közötti mércék adataiból állapítottuk meg, itt a maximális érték elérte az 590 percet is.

A korábbi irodalmi eredményekhez hasonlóan (pl. Hegedüs, 2014) a vizsgált vízgyűjtőkön is viszonylag szoros összefüggést találtunk a csapadékintenzitás és az összegyülekezési idők között (3. táblázat). A korrelációs koefficiens értéke $r^2=0,5572$ és $r^2=0,7412$ között változott a t_{pi} és $r^2=0,5053$ és $r^2=0,7917$ között a t_{pm} esetében. Ezek a korrelációk statisztikai alapon, hidrológiai és hidrodinamikai szemszögből tekintve már erős kapcsolatnak nevezhetők. A legjobb korrelációt általában a hatvány összefüggések hozták összesítésben, azaz együttesen tekintve a t_{pi} -re és a t_{pm} -re (3. táblázat). Azonban a t_{pi} esetében nyolc esetből egyszer, míg a t_{pm} esetében nyolc esetből kétszer az exponenciális összefüggés korrelációs hányadosa magasabb volt, mint a hatvány összefüggésé. A megállapított korrelációs egyenletek alapján, a csapadékintenzitás adatok függvényében becsülhető lesz a reakcióidő, azaz a védekezésre és megelőzésre fordítható idő, mely fontos lehet nemcsak a BLOKOM Nonprofit Kft., hanem a lakossági tájékoztatás, illetve a városvezetés, valamint a katasztrófavédelem számára is. Összes-



5. ábra: Reakcióidők a csapadékesemény kezdetétől a vízállás tetőzéséig (t_{pi}) a vizsgált csapadékszenzor-vízmerce párosítások esetén.



6. ábra: Reakcióidők a csapadékesemény maximális intenzitásától a vízállás tetőzéséig (t_{pi}) a vizsgált csapadékszenzor-vízmerce párosítások esetén.

ségében elmondhatjuk, hogy az intenzitás adatok fontos információkkal szolgálnak az esetleges árhullámok tetőzésének idejét illetően. Minden vizsgált vízmerce-csapadékszenzor hozzárendelés esetén szoros korreláció volt megfigyelhető, az adatokra illesztett trendvonalak egyenleteinek alapján a reakcióidők jó közelítéssel becsülhetők, folyamatos adatgyűjtéssel naprakész, vízgyűjtő specifikus egyenletek állíthatók fel. Így a fentiek tükrében a csapadék kezdő időpontját, illetve intenzitását online

figyelve becsülhető az árhullám tetőzésének várható időpontja.

Kutatásunk legfontosabb eredménye, a csapadékin-tenzitás-reakcióidő korreláció kiszámítása mellett, a reakcióidők eloszlásának meghatározása a vizsgált csapadékszenzor-vízmerce párokra. Az időbeli eloszlások szemléltetésére három időbeli kategóriát határoztunk meg, kevesebb mint 1 óra, 1–2 óra és a több mint 2 óra időegységekre.

Az 1 óránál rövidebb reakcióidők legmagasabb arányát t_{pi} esetében a Bálicsi-vízmerce feletti vízgyűjtőn tapasztaltuk (72,2%), míg a legkisebbet a „B1” kapcsolatra találtuk (5. ábra). A „Bál” és az „Ü1” párok kivételével 1 óránál rövidebb t_{pi} reakcióidők a vizsgált események mintegy negyedében fordultak elő. A 2 óránál hosszabb események legmagasabb aránya (57,9%) az „M2” kapcsolatra jelent meg, míg legalacsonyabb értéke a Bálics-patak vízgyűjtőjén volt.

Ugyanezeket a paraméterek a t_{pm} -re nézve azt tapasztaltuk, hogy az 1 óránál rövidebb reakcióidők legmagasabb arányban az „Ü1” páros esetében voltak jelen (itt nem volt „Bál” összehasonlítás). Ugyanakkor ebben a korrelációban volt a legkisebb a 2 óránál hosszabb reakcióidők aránya is. Nem elhanyagolható tény, hogy a „T2” páros kivételével minden hozzárendelés esetén az 1 óránál rövidebb t_{pm} idők több mint 50 %-ban fordultak elő (6. ábra).

A felszíni és távérzékelési monitoring adatok rendszerbe történő integrálásával, az úgynevezett intelligens város (Smart City) vezérlése valósulhat meg. Pécs városának tervei között szerepel a *Green Capital of Europe* pályázat beadása, aminek szerves része lenne egy részletes adatokon alapuló, intelligens mérési és irányítási rendszer üzembe helyezése.

Köszönetnyilvánítás

A cikket Dr. Lovász György (1931–2016) professzor úr emlékének szenteljük. A szerzők köszönetüket fejezik ki a Tettye Forrásház anyagi támogatásáért és Sárosi Attilának a csapadékmérőhálózat fenntartásáért, valamint az adatok gyűjtéséért. Továbbá köszönet illeti Schmelzer Gábort és Horváth Gábort a vízmércék kihelyezésben nyújtott segítségéért.

A szerzők köszönetet mondanak továbbá a lektorok és a szerkesztőbizottság javaslataiért, a tanulmány színvonalasabbá tételében és technikai szerkesztésében nyújtott segítségért.

A jelen tudományos közleményt a szerzők a Pécsi Tudományegyetem alapításának 650. évfordulója emlékének szentelik.

Irodalomjegyzék

ASCE (American Society of Civil Engineers). (1992). *Design and Construction of Urban Stormwater Management Systems*. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 77. New York, NY.

Aronica, G. T. & Candela, A. (2007). Derivation of flood frequency curves in poorly gauged Mediterranean catchments using a simple stochastic hydrological rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 347, 132–142. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.09.011

Bartholy, J., Bozó, L. & Hapszra, L. (2011). *Klíma-változás – 2011 Klímaszcenáriók a Kárpát-medence térségére*. Budapest: A Magyar Tudományos Akadémia és az Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszéke

Castillo, V. M., Gómez-Plaza, A. & Martínez-Mena, M. (2003). The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments. a simulation approach. *Journal of Hydrology*, 284, 114–130. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00264-6

Cobby, D., Falconer, R., Forbes, G., Smyth, P., Widgey, N., Astle, G., Dent, J. & Golding, B. (2008). Potential warning services for groundwater and pluvial flooding. In Samuels, P., Huntington, S., Allsop, W. & Harrop, J. (Eds.), *Flood Risk Management: Research and Practice* (1273–1280). London: Taylor & Francis Group. doi: 10.1201/9780203883020.ch150

Collier, C. G. (2007). Flash flood forecasting. What are the limits of the predictability? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 3–23. doi: 10.1002/qj.29

Corradini, C., Melone, F. & Smith, R. E. (1997). A unified model for infiltration and redistribution during complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology*, 192, 104–124. doi: 10.1016/S0022-1694(96)03110-1

Cosh, M. H., Jackson, T. J., Bindlish, R. & Pruegger, J. H. (2004). Watershed scale temporal and spatial stability of soil moisture and its role in validating satellite estimates. *Remote Sensing of Environment*, 92, 427–435. doi: 10.1016/j.rse.2004.02.016

Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Balassa, B., Bugya, T., Bótkös, T., Gyenizse, P., ... Geresdi, I. (2010). Villámárvíz, mint természeti veszélyforrás a Dél-Dunántúlon. *Földrajzi Közlemények*, 134(3), 281–298.

EEA (European Environment Agency). (2005). *Éghajlat-változás és árvizek Európában. Európai Környezetvédelmi Ügynökség jelentése*. http://www.eea.europa.eu/hu/publications/briefing_2005_1. Letöltve: 2015. szeptember 12.

Fábián, Sz. Á., Görcs, N. L., Kovács, I. P., Radvánszky, B. & Varga, G. (2009). Reconstruction of flash flood event in a small catchment. Nagyköny, Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53, 123–138. doi: 10.1127/0372-8854/2009/0053S3-0123

Folmar, N. D., Miller, A. C. & Woodward, D. E. (2007). History and development of the NRCS lag time equation. *Journal of the American Water Resources Association*, 43(3), 829–838. doi: 10.1111/j.1752-1688.2007.00066.x

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., ... Viglione, A. (2009). A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology*, 367, 70–78. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.028

- Georgakakos, K. P. (2006). Analytical results for operational flash flood guidance. *Bulletin American Meteorological Society*, 317, 81–103. [doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.05.009](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.05.009)
- Giandotti, M. (1934). Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua. *Istituto Poligrafico dello Stato*, 8, 107–117.
- Green, J. I. & Nelson, E. J. (2002). Calculation of time of concentration for hydrologic design and analysis using geographic information system vector objects. *Journal of Hydroinformatics*, 4(2), 75–81.
- Grimaldi, S., Petroselli, A., Tauro, F. & Porfiri, M. (2012). Time of concentration. a paradox in modern hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 217–226. [doi: 10.1080/02626667.2011.644244](https://doi.org/10.1080/02626667.2011.644244)
- Grundfest, E. (1977). *What people did during the Big Thompson Flood. Working Paper No. 32.* Natural Hazards Research and Applications Information Center. Boulder, CO
- Hegedüs, P., Czigány, Sz., Balatonyi, L. & Pirkhoffer, E. (2013). Analysis of Soil Boundary Conditions of Flash Floods in a Small Basin in SW Hungary. *Central European Journal of Geosciences*, 5(1), 97–111. [doi: 10.2478/s13533-012-0119-6](https://doi.org/10.2478/s13533-012-0119-6)
- Hegedüs, P. (2014). *Villámárvizek peremfeltételeinek numerikus modellezése a Mecsek kisvízgyűjtőinek példáján* (PhD értekezés). Pécsi Tudományegyetem, Földtudományok Doktori Iskola. Elérhető: Pécsi Egyetemi Archívum, <http://pea.lib.pte.hu/handle/pea/15032>
- Hegedüs, P., Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Balatonyi, L. & Hickey, R. (2015). Analysis of spatial variability of near-surface soil moisture to increase rainfall-runoff modelling accuracy in SW Hungary. *Open Geosciences*, 7, 126–139. [doi: 10.1515/geo-2015-0017](https://doi.org/10.1515/geo-2015-0017)
- Hinman, C. (2005). *Low impact development. Technical guidance manual for Puget Sound.* Washington State University. Puget Sound Action Team. Olympia, WA
- Horváth, Á. (2005). A 2005. április 18-i mátrakeresztesi árvíz meteorológiai háttere. *Légekör*, 50(2), 6–10.
- Izzard, F. C. (1946). Hydraulics of runoff on developed surfaces. In *Proceedings of the Twenty-Sixth Annual Meeting of the Highway Research Board* (pp. 129–146). Washington, DC
- Javier, J.R.N., Smith, J.A., Meierdiercks, K.L., Baek, M.L. & Miller, A.J. (2007). Flash flood forecasting for small urban watersheds in the Baltimore metropolitan region. *Weather and Forecasting*, 22, 1331–1344. [doi: 10.1175/2007WAF2006036.1](https://doi.org/10.1175/2007WAF2006036.1)
- Jiang, W. & Gan, J. (2012). Importance of Fine Particles in Pesticide Runoff from Concrete Surfaces and Its Prediction. *Environmental Science & Technology*, 46, 6028–6034. [doi: 10.1021/es300749p](https://doi.org/10.1021/es300749p)
- Kerby, W. S. (1959). Time of concentration for overland flow. *Civil Engineering*, 29(3), 174 p.
- Kirpich, Z. P. (1940). Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Engineering*, 10(6), 362 p.
- Klug, H. & Oana, L. (2015). A multi-purpose weather forecast model for the Mondsee Catchment. *Journal for Applied Geoinformatics*, 1, 602–611. [doi: 10.1553/giscience2015s600](https://doi.org/10.1553/giscience2015s600)
- Lóczy, D., Pirkhoffer, E., & Gyenizse, P. (2012). Geomorphometric floodplain classification in a hill region of Hungary, *Geomorphology*, 147–148, 61–72. [doi: 10.1016/j.geomorph.2011.06.040](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.040)
- Martinez, F., Casermeiro, M.A., Morales, D., Cuevas, G. & Walter, I. (2003). Effects on run-off water quantity and quality of urban organic wastes applied in a degraded semi-arid ecosystem. *The Science of the Total Environment*, 305, 13–21. [doi: 10.1016/S0048-9697\(02\)00472-2](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(02)00472-2)
- Morgali, J. R. & Linsley, R. K. (1965). Computer analysis of overland flow. *Journal of the Hydraulics Division*, 91, 81–101.
- McCuen, R. H. (2009). Uncertainty analyses of watershed time parameters. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14 (5), 490–198. [doi: 10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000011](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000011)
- Pirkhoffer, E., Czigány, Sz., Hegedüs, P., Balatonyi, L., & Lóczy, D. (2013). Lefolyási viszonyok talajszempon-tú analízise ultra-kisméretű vízgyűjtőkön. *Tájökológiai Lapok*, 11(1), 105–123.
- Ronczyk, L. & Wilhelm, Z. (2006). Beneficial use of the stormwater in Pécs. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 40, 135–144.
- Ronczyk, L. & Czigány, Sz. (2014). *Pécsi hidrológiai tájékoztató 2014*, Pécs: Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet
- Ronczyk, L., Czigány, Sz., Horváth, M., & Lóczy, D. (2015). Urban stormwater runoff and pressure on the sewerage system in Pécs, Southwest-Hungary. *CSE Journal - City, Safety, Energy*, 1, 32–43.
- Sarangi, A., Madramootoo, C. A., Enright, P., & Prasher, S. O. (2007). Evaluation of three unit hydrograph models to predict the surface runoff from a Canadian watershed. *Water Resources Management*, 21, 1127–1143. [doi: 10.1007/s11269-006-9072-9](https://doi.org/10.1007/s11269-006-9072-9)
- Stelczer, K. (2000). *A vízkészlet-gazdálkodás hidrológiai alapjai.* Budapest: ELTE Eötvös Kiadó

- Szlávik, L. & Sziebert, J. (2006). *Hidrológia és Meteorológia. Főiskolai Jegyzet*. Baja: Eötvös József Főiskola
- Stevaux, J.C. & Latrubesse, E. (2010). Urban floods in Brazil. In Latrubesse, E. (Ed.), *Geomorphology of natural hazards and human exacerbated disasters in Latin America* (pp. 245–266). Amsterdam: Elsevier
- Straub, T.D., Melching, C.S., & Kocher, K.E. (2000). *Equations for estimating Clark Unit-Hydrograph parameters for small rural watersheds in Illinois. Water-Resources Investigations Report 00–4184*. Urbana, IL: USGS
- USACE (US Army Corps of Engineers). (2001). *HEC-HMS hydrologic modeling system, user's manual, version 2.2.1*. Vicksburg, MS
- Wanielista, M.P., Kersten, R. & Eaglin, R. (1997). *Hydrology: Water Quantity and Quality Control* (2nd Edition). New York, NY: Wiley
- Yen, B. C. & Chow, V. T. (1983). *Local Design Storm: Volume II. - Methodology and Analysis*. Washington, DC
- Zsuffa, I. (1996). *Műszaki Hidrológia I*. Budapest: Műegyetem Kiadó

Az SRTM-1 felszínmodell korrigálása Magyarországra

Józsa Edina¹ – Fábíán Szabolcs Ákos²

¹ doktorandusz, Pécsi Tudományegyetem, Földtudományok Doktori Iskola, E-mail: edina.j0zs4@gmail.com

² adjunktus, Pécsi Tudományegyetem, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék, E-mail: smafu@gamma.ttk.pte.hu

Absztrakt

A közel globális lefedettséget nyújtó, szabadon hozzáférhető digitális felszínmodellek (pl. SRTM-1, SRTM-3, ASTER GDEM) széles körben elterjedt eszközei a modern földtudományi vizsgálatoknak. A kutatás során a 30 méter felbontású SRTM-1 modell korrigálását végeztük el Magyarország területére, szabadon hozzáférhető felszínborítási adatok és nyílt forráskódú térinformatikai eszközök alkalmazásával. A folyamat során a vízfelszínnek, az erdők és a beépített területek hibás magassági adatait kezeltük, csökkentettük a modellt terhelő zaj, illetve a kiugró hibák mértékét. A valós magassági értékek közelítésével a felszínmodell geomorfológiai elemzések kivitelezésére alkalmas alapállománynak tekinthető, valamint térképészeti munkákban is jobban megfelel a domborzat vizualizációjára.

Kulcsszavak SRTM-1, globális digitális magasságmodell, geomorfometria, Magyarország

DOI: 10.17799/2016.1.13

1. Bevezetés

1.1. Az SRTM projekt

A Föld felszínének digitális reprezentációja céljából hozta létre a National Aeronautics and Space Administration (NASA), a National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) és a Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) közösen az általunk is alkalmazott digitális magassági modellt. A globális térképezési projekt célja egy olyan magassági állomány előállítás volt, amely egységes minőségű, pontos, nagy részletességű és aktuális információkat szolgáltat a modern földtudományok számára, elősegítve mind a civil, mind a katonai alkalmazások fejlődését. A Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) keretében 2000 februárjában az Endeavour űrsikló fedélzetéről duál-antennás interferometrikus radarrendszer (InSAR) segítségével 11 napos felvételezés során állították elő a modell nyers adatait az északi szélesség 60° és déli szélesség 56° között, tehát a szárazföldek közel 80%-áról (Farr et al., 2007).

Ezt követően a NASA Jet Propulsion Laboratory végezte el a magassági adatok kinyerését, a modell verifikálását és részletes hibaelemzését. 2003-tól vált elérhetővé az 1. verzió, amit a továbbiakban különböző kutatócsoportok utófeldolgozása révén három újabb verzió követett. Az USA területére 1 szögmásodperces, a világ többi részére 3 szögmásodperces felbontással volt hozzáférhető az adat (USGS SRTM 1 Arc-Second Global termékírárs).

Az SRTM modell az adatnyerési eljárás miatt nem a valós terepi magasságokat reprezentálja, a fák lombkoronájáról (annak ellenére, hogy a felvételezés az északi félteke telén zajlott) és az építményekről visszaverődő jelek révén egyes térségeket magassági hiba terhel. Néhány cella esetében akár 100 métert is elérő pozitív vagy negatív irányú kiugró hibák is előfordulnak. További súlyos problémát jelentett az elkészült modell horizontális elcsúszása is, amelyet a lehetőségekhez mérten szintén korrigáltak idővel. A felszínmodell a hibaértékek tekintetében teljesíti a kartográfiai elvárásokat, az 1 szögmásodperces modell celláinak 90%-a esetében az abszolút magassági hiba 16 méter alatt marad, horizontálisan a geolokációs hiba pedig kisebb 20 méternél, tehát szubpixeles. Európa területén ennél még kedvezőbbek is a hibastatisztikák, az abszolút vízszintes hiba 8,8 méter, az abszolút magassági hiba 6,2 méter, a relatív magassági hiba pedig 8,7 méter (Rodriguez et al., 2005).

A modellnek az elmúlt 15 évből számtalan geomorfológiai, hidrológiai, talajtani alkalmazása ismeretes. Az SRTM adatok felhasználása pedig újabb lendületet vett, amikor 2014 szeptemberében az Egyesült Államok vezetése bejelentette, hogy a világ többi területére is szabadon hozzáférhetővé teszik az 1 szögmásodperces állományt (NASA JPL hírek). Korábbi kutatásaink során már foglalkoztunk globális magasságmodellek korrigálásával és geomorfológiai alkalmazhatóságukkal (Józsa, Fábíán & Kovács, 2014, Józsa, 2015), 2016-ban pedig

újabb módszertani megfontolásokkal belekezdünk, egy Magyarország területét lefedő, javított SRTM-1 állomány létrehozásába.

1.2. A korrigált modell jellemzői

A korrigálás célja egy információ-tartalmában és vizuálisan javított SRTM-1 felszínmodell előállítás volt, amely jobban megfelel geomorfológiai kutatások kivitelezésére is. Az általunk előállított adat szabadon hozzáférhető és használható kutatási célokra, annak megfelelő hivatkozással. A Korr.DFM a szerzőktől, illetve a PTE Földrajzi Intézetének hálózataról érhető el.

A korrigált modell hazánk területét, illetve az országhatár mentén további 5 km-es sávot fed le, összesen 113 083 019 darab 30×30 méter felbontású négyzetes raszter cellával. A modellt Egységes Országos Vetületi rendszerbe (EOV) transzformáltuk és GeoTIFF formátumban tettük elérhetővé. A befoglaló négyzet határainak EOV koordinátái: 367 920 (É), 38 820 (D), 421 410 (Ny), 942 390 (K). A teljes terület egy fájlban tölthető le, nem készítettünk kisebb szelvényeket, vagy tematikus kivágatokat.

A korrigált modell esetében nincs adathiány, a legalacsonyabb cellaérték 23,36 méter, a legmagasabb érték pedig 1043,62 méter. A vetületi transzformációk során alkalmazott bilineáris átszámítási módszer miatt az értékek kis mértékben eltérnek az eredeti földrajzi koordináta-rendszerben elérhető SRTM-1 modell magasságaitól. Amennyiben más domborzatmodellel kerül a korrigált modell együttes alkalmazásra, úgy javasolt a horizontális elcsúszás ellenőrzése, szükséges esetben korrigálása.

Az eredeti modell és a korrigált SRTM-1 felszínmodell különbségei az 1. ábrán tekinthetők át.

1.3. Alapfogalmak

Sem az angol, sem a magyar szakirodalomban nem alakult ki egységes szóhasználat a magassági modellek terén (Telbisz, Székely & Timár, 2013). A hazai szakirodalom

(Mélykúti, 2007) elsősorban három magassági adatrendszerrel különböztet meg:

- Digitális Domborzat Modell (DDM) – az abszolút magassági adatok a terep fizikai felszínéről szolgáltatnak információt,
- Digitális Felszín/Felület Modell (DFM) – a földfelszín és a rajta található objektumok magassági értékeiről is tájékoztat,
- Digitális Szintvonal Modell (DSZM) – a domborzatot szintvonalak segítségével írja le.

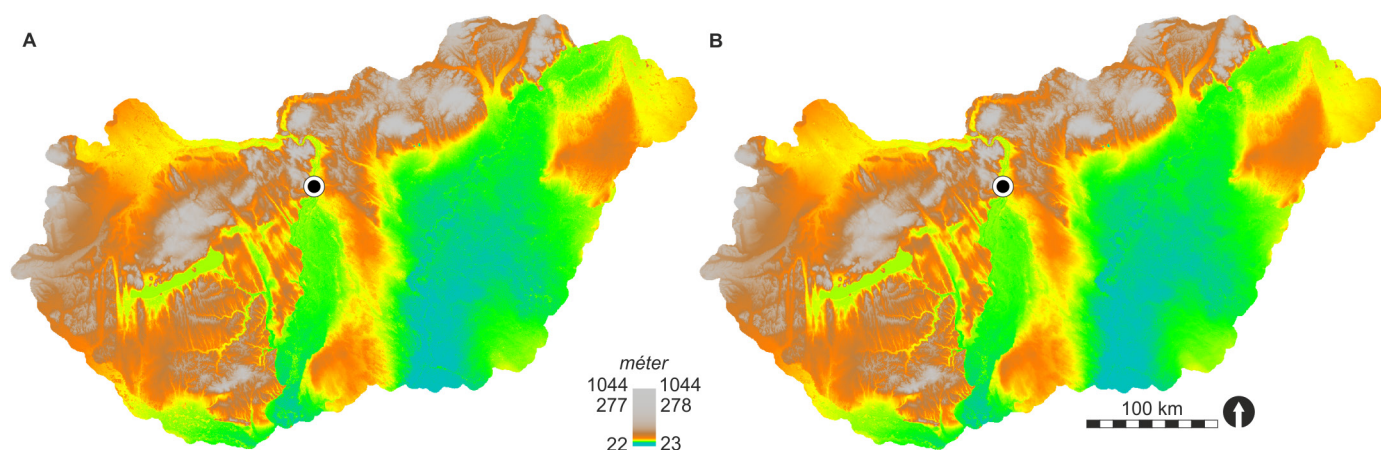
További problémát okoz, hogy egyes kutatók szerint az ún. globális domborzatmodellek (SRTM, ASTER GDEM) nem sorolhatók egyik kategóriába sem, mivel a horizontális felbontás meghaladja a felszíni objektumok méretét, így azok magasságmódosító hatása az egész cella területén érvényesül (Farr et al., 2007).

Mindezeket figyelembe véve a legpontosabb, ha az SRTM-1 modellt felszínmodellként (DFM) értelmezzük, míg az általunk előállított modellre korrigált felszínmodellként hivatkozunk (Korr.DFM). A domborzatmodell megnevezést nem tekintjük helyénvalónak, mivel az értékek továbbra sem a valós magassági adatokat reprezentálják, illetve visszamaradtak különféle hibával terhelt cellák.

2. Módszerek

2.1. A felhasznált adatok ismertetése

Az alkalmazott „SRTM 1 Arc-Second Global” termék az amerikai U.S. Geological Survey (USGS), NGA és NASA közös terméke. A Magyarország és környezetének területét lefedő SRTM-1 1×1° felbontású 28 raszter fájl az USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center honlapjáról töltöttük le, GeoTIFF formátumban. Felbontása 1 szögmásodperc, amelyet leggyakrabban 30 méteres négyzetes cellákra konvertálva alkalmaznak. Az eredeti állományon elvégzett korrekciók közé tartozik a kiterjedt vízfelszínnek elsimítása, illetve a kiugró hibák és adathiányok korrigálása (USGS SRTM



1. ábra: Az SRTM-1 felszínmodell korrigálás előtti (A) és javított (B) verziójának színfokozatos ábrázolása hisztogram kiegyenlítéssel.

1 Arc-Second Global termékírást). A modellhez alkalmazott alapfelület a WGS84 ellipszoid, a felszínmodell magassági értékei az ellipszoidi magasság és az EGM96 geoidmodell különbségeként kerültek meghatározásra (Farr et al., 2007).

A vízfelszínnek további korrigálásához a NASA és NGA által létrehozott vízmaszkot alkalmaztuk (SRTM Water Body Database V2.1 2003), amely vektor fájlként, ESRI shapefile formátumban értünk el. Ezt egészítettük ki az OpenStreetMap (OSM) adatbázisából nyert adatokkal, amihez a területhasználati poligonok közül a víztározók és tavak kerültek a megfelelő címkék alapján leválogatásra. Az OSM adatbázis poligonjait vettük alapul a beépített területek lehatárolása esetében is.

Az erdőterületek lehatárolására a Google Earth Engine csapata és a University of Maryland kutatói által 2013-ban közreadott erdőborítás állományt alkalmaztuk. A kutatócsoport Landsat műholdképek felhasználásával a 2000-es évektől kezdődően több időszakra elkészítették a fás területek raszteres térképét (Hansen et al., 2013), így a megfelelő időpontra vonatkozó adat állt rendelkezésünkre. Emellett a raszteres állomány cellamérete 25 méter, ami az SRTM modell korrigálására már jól alkalmazható.

A korrekció elvégzésének első lépésében az egyes állományokat UTM (zone 34) vetületű GRASS GIS mapset-be importáltuk, valamint egységesen 30 méteres cellaméretű raszterekké konvertáltuk.

2.2. Az alkalmazott szoftverek áttekintése

A korrigálási algoritmus összeállítása, illetve a modell minőségének ellenőrzése során a felszínmodell és a további térképek kezelését, elemzését modern térinformatikai eszközök és módszerek alkalmazásával valósítottuk meg. A szoftverek kiválasztásakor meghatározó szempont volt, hogy az elérhető bővítmények révén az eljárás kivitelezéséhez szükséges eszköztár rendelkezésünkre álljon. A választott GRASS GIS 7.0.5 és Quantum GIS 2.14.8 térinformatikai alkalmazások, valamint a statisztikai vizsgálatok lebonyolítására használt R 3.0.2 program GNU GPL (General Public Licence) oltalom alatt álló szabad és egyben nyílt forrású szoftverek (FOSS – Free Open Source Software).

3. Eredmények

3.1. A modell korrigálása

Az SRTM-1 modell korrigálása során öt fő feladatrész elvégzésére volt szükség, ezek mindegyike több lépésből tevődik össze. E feldolgozási feladatok a kivitelezés sorrendjében a következők:

- vízfelszínnek egységes környezeti magasságra hozása,
- erdővel borított térszínnek magassági adatainak pontosítása,

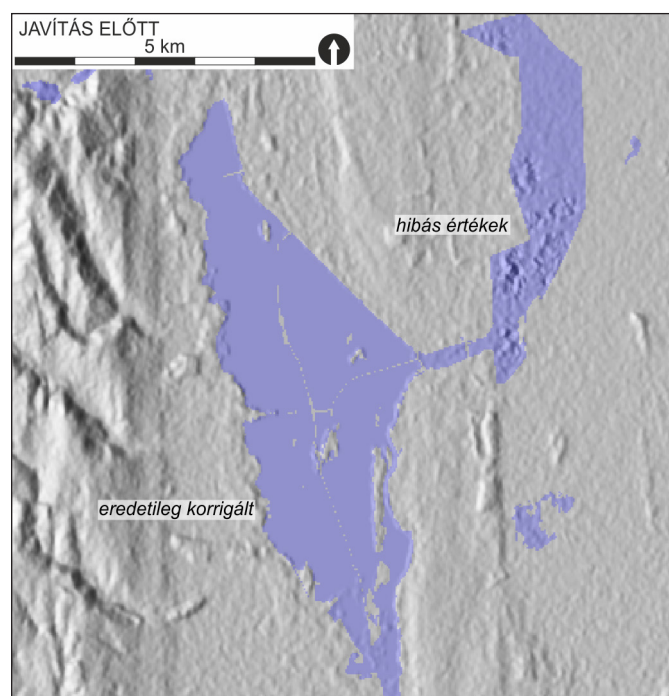
- beépített területek értékeinek közelítése a valós magasságokhoz,
- zajszerű hibák mértékének csökkentése,
- kiugró hibák eltávolítása.

A felsorolt hibákkal terhelt cellák pontosítása nem csak információtartalmát tekintve, de vizuálisan is jelentős mértékben javította a felszínmodellt. A korrigálás során szem előtt tartottuk, hogy könnyen kivitelezhető megoldásokat alkalmazzunk, és általánosságban többet javítsunk a magassági értékeken, mint amennyit egy-egy speciális esetben ronthattunk. Az egyes lépések hatását folyamatosan nyomon követtük a felszínmodell négy-szeres túlmagasítással készített domborzatárnyékolásos megjelenítésével.

3.1.1. Vízfelszínnek magasságainak kezelése

Az SRTM modell jelenlegi változatának elkészítésekor csak a 600 méternél hosszabb tavakat, valamint a 183 méter szélességet meghaladó vízfolyásokat korrigálták. Utóbbiak esetében a torkolat felé fokozatosan csökkenő „vízfelszín” illetve a modellbe (Slater et al., 2006). Ennek megfelelően jelentős folyóink magasságai már javítva vannak, a kisebb vízfolyásaink esetében pedig szükségtelen lett volna ezt a bonyolultabb eljárást alkalmazni, mert nem vehetőek ki a völgyekben az eltérő magasságok.

A tófelszínnek javítását azért ítéltük szükségesnek, mert a kisebb tavak esetében is jelentős hibák terhelik a cellákat, amelyek egyszerű vizuális elemzési módszerrel is szembetűnőek (2. ábra). Az általunk kiegészített vízmaszk használatával és Slater et al. (2006) módszerét alkalmazva a tavakat egy a partokhoz igazodó magasságra



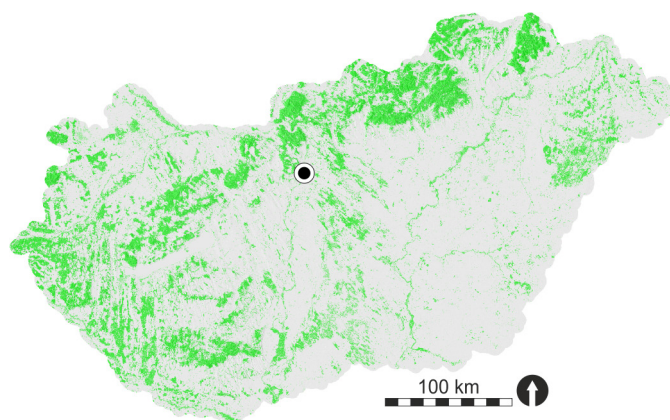
2. ábra: A Kis-Balaton eredetileg korrigált és az ÉK-i részek hibás magasságai a bővített vízfelszín térképpel.

töltöttük fel, külön-külön figyelembe véve a vízfelszínre és a partvonalra eső cellák értékeinek alakulását. Ebben az eljárásban érintett cellák a felszínmodell 0,6%-át teszik ki.

3.1.2. Erdőfelületek magassági értékeinek pontosítása

A nemzetközi (Gallant, Read & Dowling, 2012, Köthe & Bock, 2009) és a hazai (Seres & Dobos, 2009, Ungvári, 2015) szakirodalomban is többféle példa olvasható az erdőterületek magassági értékeinek korrigálásáról az SRTM modellek esetében. Ennek előfeltétele, hogy megfelelő felbontású állománnyal rendelkezünk az erdőborításról, lehetőleg a felszínmodell készítésének időszakából. Az általunk alkalmazott 25 méter felbontású, az erdőterületek 2000-es kiterjedését reprezentáló térkép (Hansen et al., 2013) megfelel e kritériumoknak. Több terület esetében megvizsgáltuk az erdőborítás térkép illeszkedését a domborzatárnyékolásos térképen kivehető erdőszegélyekkel, ami alapján szintén alkalmasnak ítéltük az állományt a fás térszinek lehatárolására. További előnye, hogy nem egyszerűen arról ad információt van-e adott cellán fa, facsoport, hanem százalékos értékben megadja az 5 méternél magasabb vegetációval borított terület cellán belüli arányát. Az 3. ábra jól mutatja, hogy hazánk területének jelentős részén kell foglalkoznunk az erdők jelenlétéből adódó magasságtorzítással az SRTM-1 modell esetében.

A probléma kezelése során figyelembe kellett vennünk a domborzati viszonyokat, mivel adott lejtőszög felett a rendelkezésre álló módszerek nem képesek pontos információt szolgáltatni az erdős és erdő nélküli cellák magasságkülönbségeiről. Az alacsony reliefű térségek elkülönítéséhez nem alkalmazhattuk egyszerűen a százalékos lejtőértékeket, hiszen az erdőterületek határán is meredek peremeket találtunk. Ennek megfelelően egy 11×11 kör alakú szomszédságon átlagolt felszínről készített százalékos lejtőérték térkép 7,5% alatti értékei alapján határoltuk le a területet. Emellett az algoritmusnak képesnek kell lennie a kis kiterjedésű facsoportok és az igazi kihívást jelentő Gemenci-erdőhöz hasonló méretű összefüggő erdőfoltok területének kezelésére is. A korábbi tanulmányokban (Seres & Dobos, 2009, Ungvári, 2015) az erdők javításához a foltok szegélyénél számított különbségekből állapítottak meg egy átlagos értéket vagy a szegélyekből kiindulva interpoláltak egy erdő-magasság felszínt (Gallant et al., 2012), amelyet kivontak

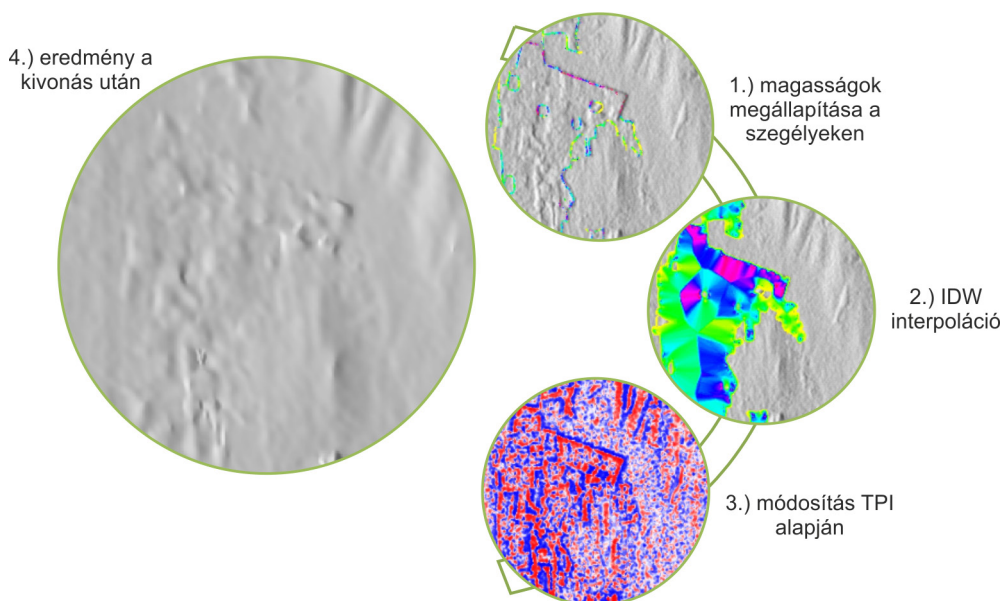


3. ábra: Magyarország fás vegetációval borított térszínei 2000-ben.

az eredeti modellből. Az általunk alkalmazott algoritmus során igyekeztünk a domborzat hatását, illetve az erdőterületen belül a fámagasságok változásait is a lehető legpontosabban figyelembe venni, így egy több lépésből álló módszert állítottunk össze (4. ábra). Első lépésben mi is a szegélyek körüli értékekből becsültük meg adott celláknál az erdőfolt magasságát. Ebből kiszűrtük a valótlant értékeket, figyelembe véve a faborítási arányt és a domborzati viszonyokat. Ezt követően IDW eljárással a teljes erdőfoltra interpoláltuk a magasságokat, amelyeket végül a Topographic Position Index (TPI) értékek alapján módosítottunk, hogy az erdőborítás térképen nem szereplő irtások területét ne módosítsuk túlzottan negatív irányba. Az alkalmazott korrekció összességében a cellák 21,7%-ának magassági értékében okozott változást.

3.1.3. Beépített területek korrigálása

A beépített területek korrigálása során módszertani akadályt jelent az a korábban már említett sajátosság, hogy a felszíni objektumok egységesen, elmosódva módosítják a cellák magasságát, amit igen nehéz kiszűrni. A Budapest



4. ábra: Az erdőterületek korrigálásának lépései.



5. ábra: Budapest részlete a korrigálás előtti SRTM-1 modellből készített domborzatárnyékolásos térképen.

környéki kivágat esetében egyértelműen látszik, hogy az értékek nem a valós felszín adják vissza. A modell az épületek jellegétől, méretétől, a beépítettség sűrűségétől függően módosított magasságokat reprezentál (5. ábra).

A falvak, városok elhelyezkedését, illetve egyes esetekben az építmények helyzetét a már említett OSM adatok alapján határoztuk meg, majd szomszédsági vizsgálatokat alkalmazva válogattuk le azokat az épületeket tartalmazó cellákat, cellacsoportokat, melyek jelentősen kiemelkednek környezetükből. Ebben az esetben is szükség volt a domborzati viszonyok figyelembe vételére, hogy a meghatározott magasságokat ne torzítsa nagymértékben a felszín változatossága. A kisebb települések esetében realisabb eredmények voltak elérhetőek, hiszen a cellakörnyezetből pontosabban lehetett megállapítani a valós felszínhez közelebb eső magasságokat. Ez a korrekciós lépés a modell 0,8%-át érintette.

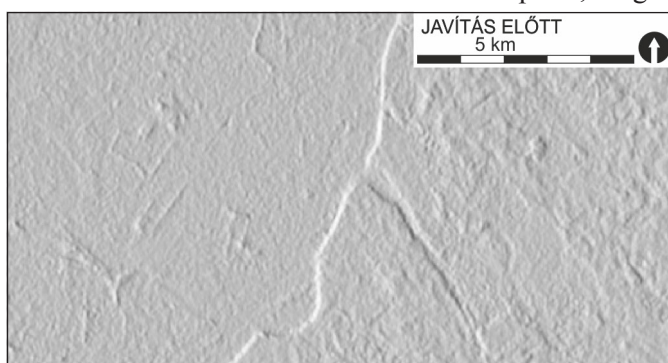
Fontosnak tartjuk megjegyezni, hogy geomorfológiai kutatások során célszerű lehet a sűrűn beépített, magas

épületekkel borított térszínek kimaszkolása, illetve a levezetett térképek értelmezésekor is fokozott figyelemmel kell eljárni.

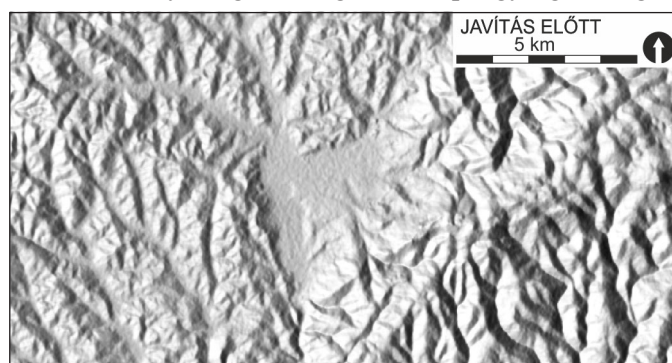
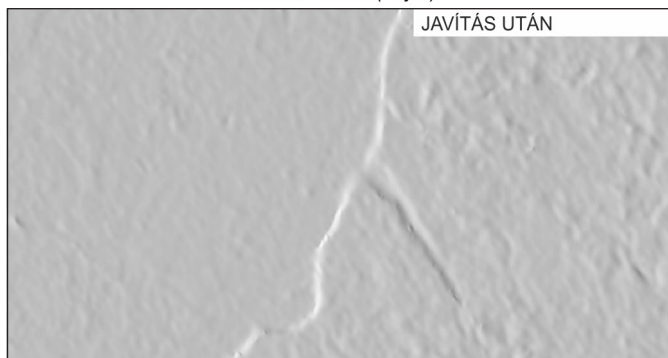
3.1.4. Zajszerűsítés

Az SRTM-1 előállítási technikája miatt a felszínmodell zajszerű hiba is terheli. Korábbi kutatások (Gallant et al., 2011) és saját tapasztalataink is azt mutatják, hogy ez a hiba általában 2–3 métert ér el, nincs irányítottasága és egyértelmű területi korrelációt sem mutat. A domborzatárnyékolásos megjelenítés esetén jól kivehető az is, hogy az alacsony reliefű térszíneket jobban érinti. Gallant (2011) kidolgozott egy adaptív simítási eljárást a zaj mérséklésére, azonban a módszer tesztelését követően elvetettük annak alkalmazását. A modellen megjelenő zaj csökkentése érdekében Sun, Rosin, Martin & Langbein (2007) által kifejlesztett adaptív simítási algoritmust használtuk, amely telepíthető bővítményként GRASS GIS-hez (r.denoise), illetve Windows alatt szabadon hozzáférhető alkalmazásként is elérhető. A simítás mértékét az alkalmazott iterációk számával, míg a formák, élek megtartását egy külön határértékkel szabályozhatjuk. Számos beállítás tesztelése után 7-es iteráció és 0,99-es élmegtartás mellett döntöttünk, amely egyezik a fejlesztők által az SRTM modell esetében bemutatott értékekkel (Stevenson, Sun & Mitchell, 2010). A korábbi lépések a hazánk területét lefedő modellnek eddig csak töredékét érintették, azonban ezzel az eljárással gyakorlatilag minden cella értékén módosítottunk kis mértékben.

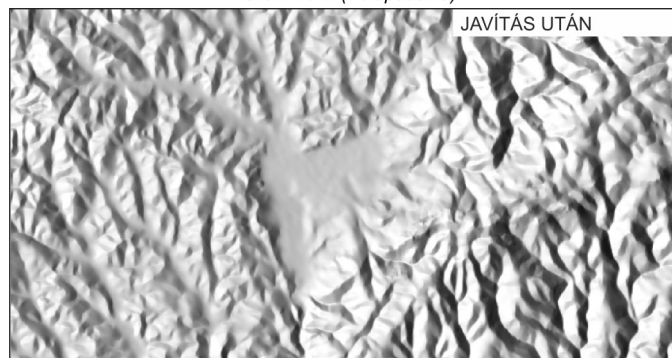
A kiindulási és a simított modelltől készített túlmagasított domborzatárnyékolásos térkép alátámasztja a módszer eredményességét síksági és középhegységi térségek



Sárköz - Illancs (Hajós)



Északi-Bükk (Bélapátfalva)

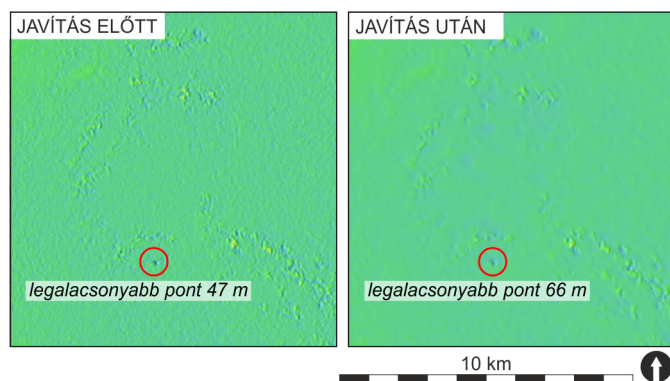


6. ábra: A zajszerűsítés szemléltetése eltérő reliefű térségekben.

esetében is (6. ábra). A Kalocsai-Sárköz és az Illancs területének találkozásánál, Hajós környékén kiválasztott sík térség esetében jól követhető a Duna által létrehozott perem. A javítások előtti ábrán szembetűnők a fás területek, valamint egyértelműen kivehető a modellt terhelő zaj is. A javítás során megőriztük a perem jellegét, mindemellett jelentős simítás érzékelhető. Az Északi-Bükk területéről választott középhegységi mintaterület jó példáját adja az élmegtartás jelentőségének. A simító algoritmus alkalmazása után is kivehetőek a kisebb völgyek, gerincek, míg a központi medencetérség sík felszínén, ahol erősebb simításra volt szükség, szintén hatékony volt a zajszűrés.

3.1.5. Kiugró hibák javítása

A kiugró hibák jellemzően a topográfiával össze nem egyeztethető alakzatok, pl. lyuk- vagy árokszerű bemélyedések, pontszerű vagy nagyobb kiterjedésű kiemelkedések. A javításhoz felhasznált módszer Neteler (2005) eljárásának egy a domborzati viszonyoknak megfelelően módosított változata. A módszer elve, hogy az eredeti felszínt egy átlagolt felszínhez viszonyítva meghatározhatóak azok a pont vagy kisebb foltszerű területek, ahol a cellakörnyezet szórásából származtatott határértéket meghaladja a két felszín különbsége, tehát kiugró hibáról beszélhetünk. A nagyobb foltszerű hibák esetében ehhez még a kitettségek változékonyságát is hozzávettük a pontosabb lehatárolás érdekében. A hibás értékeket ezzel a módszerrel a környezet átlagértékére tudtuk cserélni, ami nem minden esetben érte el a terület teljes korrigálását. A módosítások mindössze a cellák 0,04%-át érintették.



7. ábra: A Kunkápolnási-mocsár magassági értékeinek változása.

Úgy vettük észre, hogy ilyen hibák a mocsaras, lápos területeken jelentkeznek inkább. Bár geomorfometriai szempontból hátrányosak, azonban geomorfológiai megközelítésben előny lehet, hogy elrendeződésükből egykori meanderek, vizenyős területek elhelyezkedésére következtethetünk. A kiugró hibák szemléltetésére a Hortobágyon található Kunkápolnási-mocsár magassági értékeinek módosítását mutatjuk be (7. ábra).

3.2. A korrekció ellenőrzése

3.2.1. Pontosságvizsgálat

Az SRTM-1 modell korrigálása során elért változásokat az eredeti és a köztes modellek magassági értékei közötti eltéréseket jellemző statisztikai mérőszámok elemzésével, a hibaértékekből képzett hisztogramok vizsgálatával, és a különbségtérképek segítségével minden lépés után ellenőriztük.

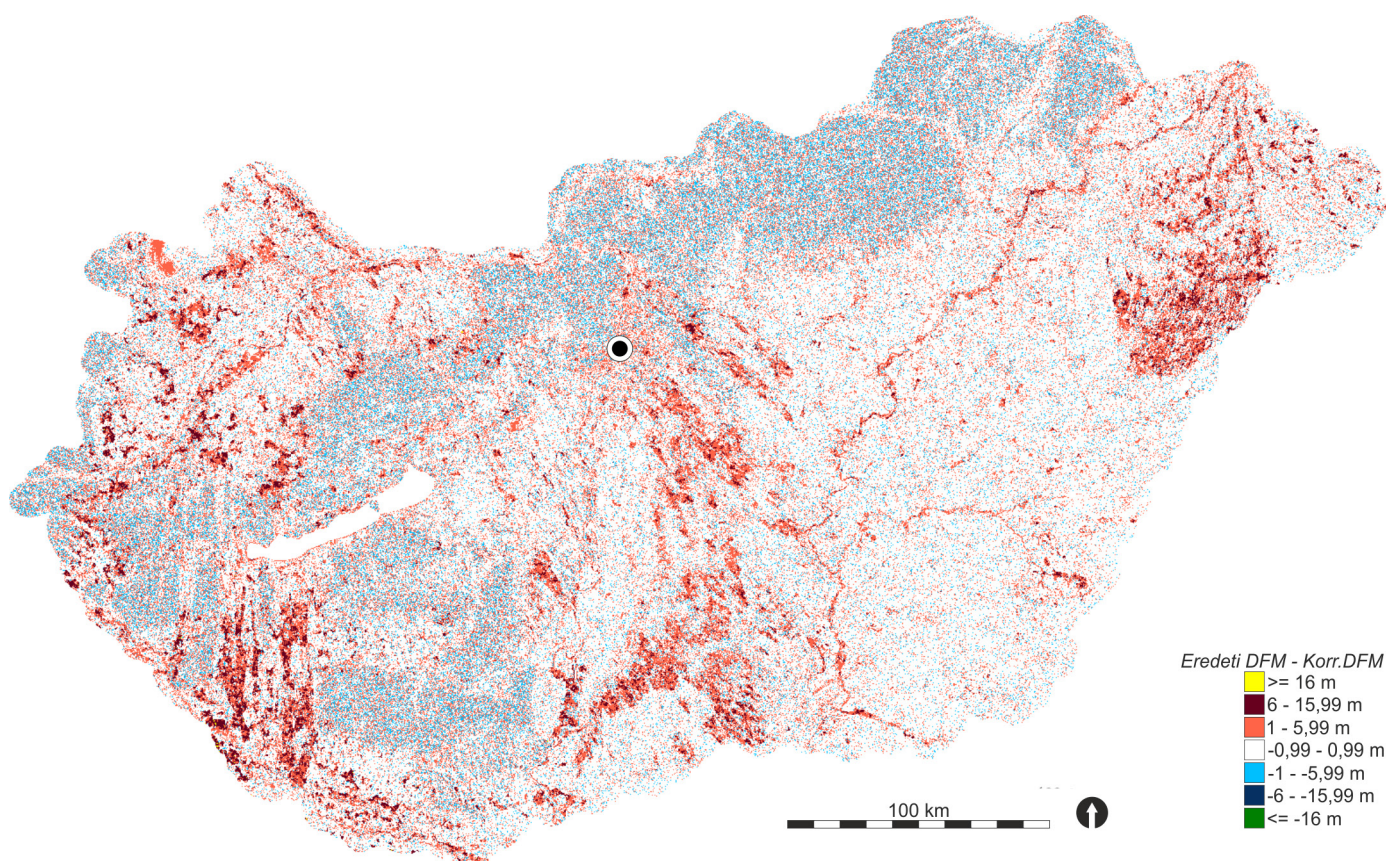
A legrészletesebben és talán leglátványosabban a raszter-raszter összevetéssel készített, a kiindulási és a Korr.DFM különbségeit tartalmazó térkép mutatja be az eltérések mértékét és elhelyezkedését. A modellek eltéréseinek előjeleihez, valamint a korábban bemutatott hibahatárok szerinti kategóriákhoz igazított színskálával a térkép igazán szemléletesé vált (8. ábra). Jól kivehető, hogy a domborzati viszonyoknak megfelelően korrigált erdőterületek esetében az eredeti modell legalább 6 méterrel, de egyes térségekben akár 16 méterrel is magasabb volt az újonnan kapott értékeknél. A feltöltött térségek esetében nem szembetűnő a sötétkék szín előfordulása, tehát általánosságban véve 6 méternél nagyobb mértékben sehol nem növeltük a cellák magasságát. Feltöltésre elsősorban a szűk völgyekkel felsabdalt dombosági és középhegységi térségeink esetén találunk példát, mivel a módszertan sok esetben épült szomszédsági környezet átlagolásából levezetett értékekre. Mindezek mellett szembetűnő még az alföldi térszíneken a világos árnyalatú piros és kék színű cellák váltakozó előfordulása, amit a zajszerű hiba korrigálásának tulajdonítunk.

Mindez számszerűsítve azt jelenti, hogy az előállított Korr.DFM esetében a legnagyobb mértékű feltöltés a 72 métert, míg levágás a 42 métert éri el. Ettől eltekintve azonban az eltérések abszolút értékének átlaga mindössze 1,11 méter, az értékek szórása pedig 1,84 méterben állapítható meg. Az SRTM projekt során a teljes adatállományra és az európai térségre megállapított magassági hibaértékek figyelembe vételével az eltéréseket kategóriákba soroltuk (Farr et al., 2007). A magassági eltérések kategóriánkénti megoszlásáról az 1. táblázat szolgál információval.

1. táblázat: A magasságmodellek különbségeinek aránya.

Kategória	Érintett cellák aránya
≥ 16 m	0,01%
6 – 15,99 m	2,54%
1 – 5,99 m	20,87%
-0,99 – 0,99 m	67,26%
-1 – -5,99 m	9,32%
-6 – -15,99 m	-
≤ -16 m	-

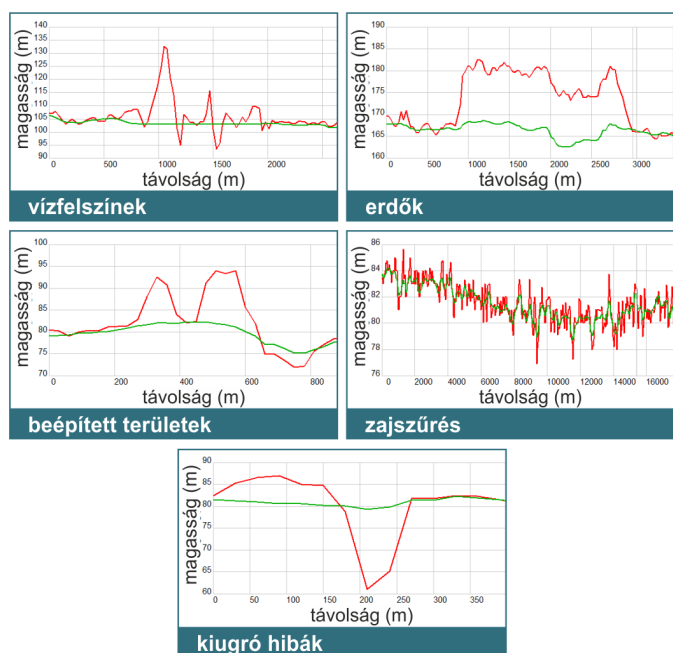
Egy másik hagyományosnak tekinthető eljárás a módosítások ellenőrzésére, hogy négyszeres túlmagasítású domborzatárnyékolásos térképeken, illetve keresztmetszeteken keresztül általunk jól ismert térség esetében



8. ábra: Az eredeti és a korrigált modell magassáértékeinek változását mutató különbségtérkép.

tárjuk fel a változásokat. Az 5 fő korrigálási folyamat hatásait jól reprezentáló keresztmetszeteket mutat be a 9. ábra.

A Korr.DFM minőségének ellenőrzésére a legmegfelelőbb módszer megbízható referencia domborzatmodellekkel való raszter-raszter összevetés és a hibastatisztikák megállapítása. Korábbi kutatásaink során a Dél-Dunántúlról 5 természeti és társadalmi viszonyait



9. ábra: A korrekciók hatásait szemléltető keresztmetszetek (piros - eredeti SRTM-1, zöld - Korr.DFM).

tekintve különböző, középhegységi, dombsági és síksági jellegű mintaterületre állítottunk elő szintvonalakból DDM-et. Az SRTM-1 horizontális elcsúszása (Farr et al., 2007), illetve a felbontásbeli és vetületi konverziók miatt fellépő elmozdulások kiküszöbölése érdekében az egyes modellekről leválogatott csúcspontokat fedésbe hoztuk, így biztosítva a referencia DDM-ek és az SRTM-1 modellek közti legnagyobb korrelációt (Reuter, Strobl & Mehl, 2011). Minden esetben a felszínmodellekből a referencia DDM-eket kivonva állítottuk elő a különbségtérképeket.

Az eredeti modell és a referencia DDM-ek különbségértékeinek átlaga 0,20 méter, míg a medián -1,50 méter. Ennek háttérben az áll, hogy az SRTM-1 alábecsüli a valós terepi magasságokat és a fákkal borított térségek hibásan megemelt értékei kompenzálják ezt. A Korr.DFM-ből számított különbségértékek átlaga -0,16 méter, a medián -1,88 méterre változott, ami a hamis pozitív értékek korrigálásának tudható be. Mivel az erdővel fedett térszínnek, valamint a beépített területek javítása esetében kimaszkoltuk azokat a területeket, ahol a rendelkezésünkre álló módszerekkel nem tudtuk megbízhatóan megállapítani a magasságok eltérését, a javítás tényleges értékeléséhez célravezetőbb csak a módosított térségek hibastatisztikáinak áttekintése. Ebben az esetben az eredeti modelltől való eltérések átlaga -1,91 méter, a medián -2,27 méter, a hibák abszolút értékének átlaga pedig 2,81 méter. A korrigált modell esetében az átlagérték -2,56 méter, a medián -2,59 méter, az abszolút értékének átlaga pedig 2,88 méter. A hibaátlag alacsonyabb értéket ért el a javítás után, tehát

a pozitív hibával terhelt cellák aránya csökkent. Ezen kívül a két különbségtérképből előállított hisztogramról is leolvasható, hogy a korrigált modell esetében a medián körül közel kétszer annyi cella csoportosul. Az 1–5,99 és a 6–15,99 méter közötti hibával terhelt cellák a korrigált modellen már a legtöbb esetben a -1– -5,99 méter közötti kategóriába esnek, tehát kijelenthetjük, hogy lényegesen közelebb kerültek a modell által terepi magasságként reprezentált értékekhez. Ezen kívül a jelentős negatív hibával terhelt cellák 25%-ának értékei szintén közelebb kerültek a valós magasságokhoz, ami szintén megfelel a javítások során elvárt eredményeknek.

3.2.2. Alkalmazhatóság

Korábbi kutatásaink során geomorfometriai megközelítésben vizsgáltuk a szabadon hozzáférhető EU-DEM, SRTM-3, ASTER GDEM és SRTM-1 modellek sajátosságait (Józsa, 2015). Síksági, dombosági és alacsony középhegységi térszínek esetében a modelleket szintvonalakból előállított referenciamodellekkel vetettük össze. A kutatás során arra jutottunk, hogy az SRTM-1 effektív felbontása áll a legközelebb a modell horizontális felbontásához. A hibastatisztikák (négyzetes középhiba, minimum, maximum és átlagos hiba) a korrigálás nélküli modellek esetében hasonló értékeket mutattak, azonban az SRTM-1 egyértelműen pontosabb eredménytérképek előállítását tette lehetővé a lejtőszög értékek, a modellből levezethető vízrajz és a Topographic Wetness Index (TWI) tekintetében.

A korrigált felszínmodellt a szerzők alkalmazták már az egész országra kiterjedő geomorfológiai kutatásokban a felszínformák automatikus térképezésére, illetve a geomorfológia tájtipusok kategorizálására (Józsa & Fábán, 2016a). A Korr.DFM-ből levezetett geomorfometriai térképet főleg kiterjedt erdőségeink területén terheli hiba, ahol a síkság helyett tévesen tetőfelszínek, lejtők, völgyek is meghatározásra kerültek. A választott térképezési eljárás (r.geomorphon GRASS GIS eszköz) lehetővé tenné ártéri formák térképezését is, azonban a hibásan meghatározott egységek közül nem lehet automatikusan kiszűrni a valós felszínformákat.

A Geresdi-domboság magasabb reliefű területén a korrigált SRTM-1 modell alapján előállított geomorfometriai térképet Balogh és Schweitzer (2008) által Bábaapáti környezetről készített geomorfológia térképpel „fuzzy” eljárással vetettük össze. A térbeli pontosság és a főbb morfológiai kategóriák egyezésének vizsgálata során 70% feletti átfedést mutattunk ki (Józsa & Fábán, 2016b).

Mindezen eredményekből levonható a következtetés, hogy az SRTM-1 modell információtartalmát és részletességét tekintve kellő körültekintéssel jól alkalmazható geomorfológiai kutatásokban.

3.3. Szintvonalas állományok

A korrigált felszínmodellből vektoros formátumban szintvonalas állományokat is generáltunk, ezeket további gyakorlati eredményeknek tekintjük. Az alapszintközt 10 méterben határoztuk meg, figyelembe véve Magyarország domborzati viszonyait, valamint az SRTM-1 modell vertikális felbontását is. A hagyományos térképi ábrázolásoktól eltérően nem tettünk különbséget a síksági, dombvidéki és hegyvidéki térségek esetében alkalmazott magasságközökben. Utólag a szintvonalakat nem simítottuk vagy generalizáltuk, azonban kiszűrtük azokat a rövid, valószínűleg visszamaradt hibákat reprezentáló vonalakat, amelyek egy csúcs körül 5 cella sugarú kör alakú mátrix körülhatárolására nem elegendően hosszúak. Az állományt EOVS vetületben ESRI shapefile formátumban exportáltuk, megtekintésre Google Earth programba is behívható.

A szintvonalak további felhasználási lehetőségei közé tartozik az OSM adatain alapuló térképi megjelenítésekben a terepviszonyok ábrázolása. A phyghtmap eszköz (Dempwolff, 2009–2017) alkalmazásával a felszínmodellből az OSM által alkalmazott xml formátumban is előállítottunk egy szintvonalas állományt. Fontos azonban megjegyezni, hogy ezek a szintvonalak nem tölthetők fel az OSM szerverre, céljuk az adatokból előállított térképek pontosítása, szebb vizualizációja.

4. Összegzés

Munkánk kísérlet volt arra, hogy egy szabadon hozzáférhető, közel globális lefedettséget biztosító magasságmodellt geomorfometriai elemzésekben, DDM-alapú geomorfológiai térképezésben való felhasználásra alkalmassá tegyünk. Az SRTM-1 korrigálása során a modell pozitív irányú változását hibastatisztikákkal, valamint vizuális eljárásokkal is alátámasztottuk. A magassági hibák mértéke, de leginkább a hibával terhelt cellák száma lényegesen kevesebb lett, amely a modell vizuális megjelenésének javulásán túl azt is eredményezte, hogy a felszínformák térképezése során is megbízhatóbb alapmodellnek tekinthető. Akárcsak a hasonló jellegű domborzatmodell-javítási projektek során, jelen esetben is szembeűnő, hogy minden hibatípusnál maradtak vissza hibával terhelt cellák. Ezt okozhatja az alkalmazott kiegészítő adatok pontatlansága, illetve módszertani hiányosságok, ahol a felszíni objektumokat nehéz volt megkülönböztetni a domborzattól. Mivel a megmaradó hibákat nehéz automatikusan kiszűrni a korrigált felszínmodellből levezetett morfológiai paraméterekből is, így a felhasználóknak körültekintően kell eljárni az eredmények értelmezése során.

Módszertani szempontból úgy véljük, hogy a választott szoftverek teljes mértékben megfeleltek a kutatás eredményes megvalósításához. Ekkora raszter fájl esetében sem okozott gondot a lépések kivitelezése GRASS GIS-

ben. A tavakhoz tartozó cellák javítása volt az egyik leggyorsabban kivitelezhető, viszont sok hibás értéket kiküszöbölő lépése az algoritmusnak. A zajszűrés jelentős mértékben javította a modell vizuális megjelenését, valamint a domborzat realisabb reprezentálását is elősegítette. Annak ellenére, hogy minden cella magassági értékét érintette ez a folyamat, a simítási paraméterek helyes beállítása révén mégsem okozott kimutatható információvesztést. Az algoritmus gyenge pontját egyértelműen az ártéri erdők korrigálása jelenti, ahol a meanderekkel átszőtt, erdőgazdálkodás alatt álló, nagy kiterjedésű egybefüggő erdőfelületek magasságának megállapításához nem nyújtott elegendő támpontot az erdőszegélyek vizsgálata.

Összességében úgy véljük, hogy az elvégzett munka révén a korrigált SRTM-1 modell hazánkban egységes alapot adhat többféle geomorfológiai kutatás számára is, amivel összehasonlíthatóvá válnának a különböző térszíneken végzett kutatások eredményei. Mindemellett hangsúlyozzuk, hogy figyelembe kell venni a korrigált felszínmodell korlátait, és hogy az alapot nyújtó magassági adat jellege miatt nem hozható létre a földfelszín pontosan reprezentáló, hibamentes állomány.

Jövőbeni fejlesztések, visszajelzések

A projekt Józsa Edina doktori kutatásának keretében valósult meg. A korrigált SRTM-1 állományt nem tekintjük véglegesnek, módszertani fejlesztésekkel és az adatgyűjtés időpontjára vonatkozó kiegészítő térképekkel a magassági értékek tovább pontosíthatóak. Éppen ezért, illetve mivel a modell minőségének ellenőrzését elsősorban az általunk ismert és kutatott dél-dunántúli területek esetében végeztük el részletesen, várjuk a javított felszínmodell alkalmazhatóságával, hiányosságaival kapcsolatos visszajelzéseket.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők hálásak a Földrajzi Intézet munkatársainak a kutatás során nyújtott szakmai segítségükért, valamint köszönetet mondanak a PTE Földtudományok Doktori Iskola támogatásáért. Emellett köszönettel tartoznak a Természetföldrajzi Közlemények szerkesztőbizottságának a tanulmány és a felszínmodell nyilvánossá tételében nyújtott közreműködésükért. Továbbá külön köszönet illeti Simon Balázst, aki pusztán tudományos érdeklődésből nagy segítséget nyújtott a módszertani megoldások kidolgozásában.

A jelen tudományos közleményt a szerzők a Pécsi Tudományegyetem alapításának 650. évfordulója emlékének szentelik.

A kutatást az Emberi Erőforrás Támogatáskezelő és az Emberi Erőforrások Minisztériuma támogatta az NTP-NFTÖ-16 projekt keretében (Józsa E.).

Irodalomjegyzék

- Balogh, J., & Schweitzer, F. (2008). Bátaapáti környezetének geomorfológiai térképe. In Schweitzer, F., Bérci, K., & Balogh, J. (szerk.), *A Bátaapátiban épülő nemzeti radioaktív hulladék-tároló környezetföldrajzi vizsgálata* (p. 14). Budapest: MTA Földrajztudományi Kutatóintézet
- Dempwolff, A. (2009–2017). *Phyghtmap leírás*. Letöltve: <http://katze.tfu.de/projects/phyghtmap/phyghtmap.1.html>
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45, 1–33. doi: 10.1029/2005RG000183
- Gallant, J. C. (2011). Adaptive smoothing for noisy DEMs. In Hengl, T., Evans, I.S., Wilson, J.P. (Eds.), *Geomorphometry 2011* (pp. 37–40). Redlands, CA
- Gallant, J. C., Dowling, T. I., Read, A. M., Wilson, N., Tickle, P., & Inskip, C. (2011). *1 second SRTM Derived Digital Elevation Models User Guide*. *Geoscience Australia*, Letöltve: www.ga.gov.au/topographic-mapping/digital-elevation-data.html
- Gallant, J. C., Read, A. M., & Dowling, T. I. (2012). Removal of tree offsets from SRTM and other digital surface models. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XXXIX-B4, 275–280.
- Hansen, M. C., Potapov, P. V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S. A., Tyukavina, A., ... Townshend, J. R. G. (2013). High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science*, 342, 800–853. doi: 10.1126/science.1244693 Letöltve: <http://earthenginepartners.appspot.com/science-2013-global-forest>
- Józsa, E., Fábrián, Sz. Á., & Kovács M. (2014). An evaluation of EU-DEM in comparison with ASTER GDEM, SRTM and contour-based dems over the eastern Mecsek mountains. *Hungarian Geographical Bulletin*, 63(4), 401–423. doi: 10.15201/hungeobull.63.4.3
- Józsa, E. (2015). An evaluation of EU-DEM and SRTM1 in comparison with ASTER GDEM, SRTM3 and reference DEMs – geomorphometric approaches. In Boda, J. (szerk.), *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában: Térinformatikai Konferencia és Szakkiállítás VI.* (pp. 117–125). Debrecen: Debreceni Egyetemi Kiadó
- Józsa, E., & Fábrián, Sz. Á. (2016a). Mapping landforms and geomorphological landscapes of Hungary using GIS techniques. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 50(1), 19–31.

- Józsa E., & Fábrián, Sz. Á. (2016b). Domborzatmodell alapú geomorfometriai térképezés pontosításának lehetősége a jellemző gerinc-völgy távolság alkalmazásával. In Pajtókné Tari, I. & Tóth, A. (szerk.), *Magyar Földrajzi Napok 2016: Absztraktkötet*. VIII. Magyar Földrajzi Konferencia, XVI. Geográfus Doktoranduszok Országos Konferenciája, Oktatás-módszertani és Földrajztanári Konferencia (pp. 48–49). Eger: Magyar Földrajzi Társaság
- Köthe, R., & Bock, M. (2009). Preprocessing of Digital Elevation Models – derived from Laser Scanning and Radar Interferometry – for Terrain Analysis in Geosciences. In Purves, R., Gruber, S., Hengl, T., Straumann, R. (Eds.), *Proceedings of Geomorphometry 2009* (pp. 155–161). Zürich, Svájc
- Mélykúti, G. (2007). *Topográfiai adatbázisok*. BME-EOFTASJ3 segédlet a BME Építőmérnöki Kar hallgatói részére. Elektronikus jegyzet, Budapest: Budapesti Műszaki Egyetem
- NASA JPL hírek (2014. szeptember 23.). *U.S. Releases Enhanced Shuttle Land Elevation Data*. Letöltve: <https://www.jpl.nasa.gov/news/news.php?release=2014-321>
- Neteler, M. (2005). SRTM and VMAP0 data in OGR and GRASS. *GRASS Newsletter*, 3, 2–6.
- OpenStreetMap contributors 2015 Planet dump. Adatfájl elérése 2016. január 8-án az 160104.osm adatbázisból, Letöltve: <http://planet.openstreetmap.org>
- Reuter, H. I., Strobl, P., & Mehl, W. (2011). How to merge a DEM? In Hengl, T., Evans, I.S., Wilson, J.P. (Eds.), *Geomorphometry 2011* (pp. 87–90). Redlands, CA
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J., Chapin, E., Martin, J., Daffer, W., & Hensley, S. (2005). An Assessment of the SRTM Topographic Products. *Technical Report JPL D-31639*, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, USA
- Seres, A., & Dobos, E. (2009). Területhasználati térkép készítése műholdfelvételek alapján az SRTM magasságmodell pontosítására. *Geoinformatika és domborzatmodellezés 2009, A HunDEM 2009 és GeoInfo 2009 konferencia és kerekasztal válogatott tanulmányai* (pp. 1–14). Miskolc
- Slater, J.A., Garvey, G., Johnston, C., Haase, J., Heady, B., Kroenung, G., & Little, J. (2006). The SRTM data „finishing” process and products. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72(3), 237–247.
- SRTM Water Body Database V2.1 (2003). Letöltve: https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SWBD/
- Stevenson, J. A., Sun, X., & Mitchell, N. C. (2010). Despeckling SRTM and other topographic data with a denoising algorithm. *Geomorphology*, 114(3), 238–252. doi: [10.1109/TVCG.2007.1065](https://doi.org/10.1109/TVCG.2007.1065)
- Sun, X., Rosin, P. L., Martin, R. R., & Langbein, F.C. (2007). Fast and Effective Feature-Preserving Mesh Denoising. *IEEE Transactions on Visualisation and Computer Graphics*, 13, 925–938. doi: [10.1016/j.geomorph.2009.07.006](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.07.006)
- Telbisz, T., Székely, B., & Timár, G. (2013). *Digitális Terrepmoделlek – Adat, látvány, elemzés*. Budapest: Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék
- Ungvári, Zs. (2015). Valós tengerszint feletti magasságok meghatározása erdőfelületek alatt SRTM és CORINE adatok alapján. In Boda, J. (szerk.), *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában: Térinformatikai Konferencia és Szakkiállítás VI.* (pp. 429–436). Debrecen: Debreceni Egyetemi Kiadó
- USGS Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global termék-leírás. Letöltve: <https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc>

Geomorfológiai tanulmányút a Fogarasi-havasokban – hegyen-völgyön át

(Temesvári Nyugati Tudományegyetem, Temesvár, Románia, 2015. július 13–19.)

Tóth Gabriella¹ – Józsa Edina²

¹ doktorandusz, Pécsi Tudományegyetem, Földtudományok Doktori Iskola, E-mail: toth.gabi90@gmail.com

² doktorandusz, Pécsi Tudományegyetem, Földtudományok Doktori Iskola, E-mail: edina.j0zs4@gmail.com

DOI: 10.17799/2016.1.23

Kihhasználva a Campus Hungary ösztöndíjprogram csoportos tanulmányutak szervezésére nyújtott támogatását, a Pécsi Tudományegyetem geográfus MSc és földtudományi doktorandusz hallgatói harmadik alkalommal a Déli-Kárpátok felé vették útjukat, hogy a Temesvári Nyugati Tudományegyetem hallgatóinak hagyományos nyári terepgyakorlatán vegyenek részt (1. ábra). A célterület a Fogarasi-havasok, ahol a magashegységi jellegből adódóan alkalom nyílt a 2000 méter fölé nyúló hegyvidéki övezet glaciális és periglaciális formáinak műszeres tanulmányozására. A csoport a tanulmányút során a Bilea-tó (Lacul Bâlea – 2038 m) környékéről indulva csillagtúra-szerűen járta be a környező gerinceket és völgyeket. Az érintett magashegységi terület részletes, többnapos bejárása során a hallgatók példákat láttak a re-

cens és a glaciális völgyfejlődésre, fluviális és fluvioglaciális folyamatok során létrejött eróziós és akkumulációs formákra, a folyóvizek sajátos felszínformálására, valamint a hegyvidéki területhasználat környezetre gyakorolt hatásaira. A csoportot Dr. Petru Urdea (egyetemi tanár, Földrajzi Tanszék), illetve kollégái Dr. Alexandru Onaca és Dr. Florina Ardelean vezette, akik nemcsak geomorfológiai, hidrológiai, talajtani ismereteket nyújtottak, de a környék flóráját és faunáját is megismertették a hallgatókkal.

A Fogarasi-havasok területén a temesvári kutatók kiemelten foglalkoznak a periglaciális folyamatok vizsgálatával, a magashegységi vízgyűjtők posztglaciális fejlődésével, valamint a Transzfogarasi-út mentén zajló változásokkal. A terület geomorfológiai vizsgálata kiemelkedően fontos, mivel a Transzfogarasi-út 90 km-es nyomvonalának kialakításakor a Fogarasi-havasok központi részén a természetes felszínt átalakították, ami megváltoztatta a lejtők fejlődésének sajátosságait, a napjainkban zajló geomorfológiai folyamatok dinamikáját. Az útbevágások mentén rendszeresen nagy mennyiségű törmelék halmozódik fel, ami a lejtők folyamatos pusztulásának eredménye. A geomorfológiai vizsgálatok sorában ezért a lejtők morfodinamikai sajátosságainak elemzése kiemelkedő, hiszen a megváltozott lejtésviszonyok és a közlekedés okozta folyamatos



1. ábra: Elszánt hallgatók, háttérben a Transzfogarasi út. (Fotó: Magyar E.)



2. ábra: Mederaljzat mérése ERT műszerrel a Bilea-tónál. (Fotó: Józsa E.)

rezgések miatt megnőtt a területen a tömegmozgásos folyamatok kialakulásának kockázata. A térség turisztikai felértékelődéséből fakadóan egyre több turista jelenik meg a területen, akik a természetes növényzetben való károsítással további lehetőségeket teremtenek a lineáris erózió megindulására.

Az éves rendszeres terepgyakorlatok egy széleskörű, monitoring jellegű kutatásba illeszkednek, amelynek fontos részét képezi a domborzat alapvető morfológiai elemeinek különböző geofizikai módszerekkel (pl. elektromos tomográfia [ERT], földradar [GPR], természetes potenciálmérés [SP], mágneses szuszceptibilitás mérés, termális infravörös fényképezés) történő számszerű és precíz mérése, miáltal vizsgálhatók a különböző felszínformákon és felszint felépítő anyagokon (pl. glaciális moréna, fluvioglaciális üledékek, periglaciális formák és törmelékek [kögleccserek], lejtőhordalékok, szoliflukciós üledékek) végbemenő folyamatok. A mérési eredmények kiértékelésére a terepen nem került sor, azonban az oktatók részletesen leírták az elemzésekre használt módszereket, az adatok interpolációjának eljárásait, a kimenetek (diagramok, lejtőprofilok) előállításának módját.

A tanulmányút teljes idejét terepbejárásoknak szenteltük, azonban az első nap kitartó esőzése csupán a szállás környezetének megismerését, valamint a Bilea-tó mederaljzatának ERT eszközzel történő felmérését tette lehetővé (2. ábra). A víz vezetőképessége miatt elegendő volt az elektródakábelt egy kiválasztott keresztmetszetben kifeszítve elvégezni a méréseket. Ezzel a módszerrel a tőfenék domborzatát és anyagát, valamint az évente ismételt mérésekkel a feltöltődési folyamatokat is vizsgálják a kutatók. A Bilea-tó környéke egyébként



3. ábra: Törmelékmozgás vizsgálatának előkészítése. (Fotó: Józsa E.)

forgalmas turistalátványosság is, hiszen amellet, hogy maga a Transzfogarasi-út a mindősze júniustól-októberig terjedő nyitvatartási időszaka alatt sok autózni-motorozni vágyót vonz, a tóparton építtette fel vadászházát Ceaușescu is, amely jelenleg hotellé alakítva a csoport tagjainak is szállást nyújtott.

A második napon a kedvezőbb időjárást kihasználva a Doamnei gleccservölgybe túráztunk el, ahol a haladást a

sűrű köd és az éles peremű, fagyaprózott törmelék vastag rétege nehezítette meg. Első célunk egy mellékvölgy volt, ahol a magashegységi kisvízgyűjtőkben végbemenő törmelékraktározási és -szállítódási folyamatok monitorozására tettünk előkészületeket (3. ábra). A völgyfőhöz közel hálót feszítettünk a völgy aljára, a kijelölt sávban pedig megfestettük a köveket, így a következő terepbejárás során már megállapítható, hogy egységnyi területre mennyi újonnan keletkezett vagy átmozgatott törmelék került. A lepusztulás sebességéről és a törmelékmenyiség alakulásáról a korábbiakban nem állt rendelkezésre mért adat. Ezt a kutatást vállalta fel egy temesvári doktorandusz, aki a tanulmányút óta már sikerrel meg is védte disszertációját. A nap hátralevő részében a völgy alsóbb szakaszára húzódtunk vissza, ahol a gleccser moréna-anyagát és az általa szállított erraticus tömböket tanulmányoztuk, valamint vezetőink révén a gleccservölgy formálódásáról, valamint a közeli Doamnei-tó (Lacul Doamnei – 1870 m) és függővölgy kialakulásának folyamatáról is átfogó képet kaptunk (4. ábra).

A Fogarasi-havasok kristályos palákból és gránitból álló 70 km hosszú vonulatának, 2000 méter fölötti átlag-



4. ábra: Gleccserkarc a Doamnei-völgyben (Fotó: Józsa E.)

magasságú főgerincéről északi és déli irányba is számos gleccservölgy indul. A pleisztocén jégárok nagymértékben érintették a Déli-Kárpátok területét, az 1700–1800 méter feletti térség eljegesedett, de a kevés csapadék miatt a gleccserek nem futottak ki a hegység előterébe. A jégkorszak során alakult ki a hegyvonulat sajátos észak-déli aszimmetriája, mivel a jellemző északnyugati légáramlás miatt a jég felszínalakító munkája elsősorban az északi oldalon volt jelentősebb, amelyről a gleccservölgyek és morénaanyag mellett a nyáron is hófoltokkal tarkított számos kárfülke ad tanúbizonyságot.

Másnap egy hosszabb túrával jutottunk át a Paltina – Lăițel (2300–2400 m) területre. Itt a periglaciális képződményeken (pl. szoliflukciós lejtők, fagymintás szerkezeti talajok, törmelékletők) végeztünk geofizikai méréseket, valamint a periglaciális folyamatok recens felszínre gyakorolt hatásairól, jelentőségéről is szó esett. A módszerek közül alkalmazásra került az elektromos tomográfiai mérőműszer, a földradar és mágneses szuszceptibilitás mérést is végeztünk. Ezek célja a lejtők belső szerkezetének feltárása, a periglaciális törmelék vastagságának megállapítása volt. A platófelszínen egyébként



5. ábra: A tufur szerkezetének szemléltetése. (Fotó: Józsa E.)

szabad szemmel is jól kivehető, kb. 1,5–2 m átmérőjű poligonális mintázat rajzolódott ki, a szabályos formák a lejtők felé egyre elnyúltabbá váltak. Az ilyen fagymintás szerkezeti talajok, illetve törmelékletők vizsgálatában a GPR rendkívül hasznos eszköznek bizonyult, a repedés-hálózat eltérő kitöltőanyaga miatt ugyanis ez a speciális forma így nem csak felülnézetben és keresztmetszetekben vizsgálható. Továbbhaladva az enyhén lejtő, kisebb fennsíkokon számos fagyúp, más néven tufur is megjelent. Dr. Petru Urdea tárt fel egy ilyen gyeptakaróval borított, tőzeges-agyagos anyagból álló formát, miközben annak képződését is részletesen elmagyarázta (5. ábra).

A terepgyakorlat zárónapján a Capra-völgy magasabban fekvő részeire tettünk túrát. Innen áttekintve a vizsgált területet átfogó képet kaphattunk a térség komplex geoökológiai rendszeréről. A nap témája volt a bejárt terület összetett magashegységi növény- és állatvilágának bemutatása, a veszélyeztetett fajok problémájának időszerű kérdései és a hegységben zajló transzhumansz gazdálkodás is. A 2230 méter magasságban található Capra-tó (Lacul Capra) egy visszahúzódó tengerszem, melynek alsó, kisebbik mederrészének vízutánpótlása már az olvadás időszakában sem elegendő, így egyre erősebb feltöltődés, tőzégképződés figyelhető meg. A tó környéke kedvelt kirándulóhely. A tóparton az 1960-as években hegymászók csoportja emlékművet állított az elhunyt alpinisták számára. A turisták jelenléte ellenére, éppen egy hozzánk közeli hófoltra húzódott pihenni a tó névadója, egy kárpáti zerge (Capră-neagră). Továbbhaladva feljutottunk a Fogarasi-havasok ötödik legmagasabb csúcsához, a Butenau-csúcsához (Vânătarea lui Buteanu), ahonnét a merészebb hallgatók 2507 méter magasságból élvezhették a tájat és a hegység további 2500 méter feletti csúcsainak látványát. A nap végén a Transzfogarasi-út és a Bilea-tó környékének természeti veszélyforrásairól, a természeti katasztrófák kialakulásának kockázatairól is új információkat kaptunk. A törmelékkel borított, meredek lejtőn ereszkedtünk le a műút mellé, így a saját bőrünkön tapasztalhattuk meg milyen nehéz körülmények között és mekkora mértékű lejtőátalakításokkal lehetett csak ezt a nyomvonalat kialakítani.

A tanulmányút méltó lezárása volt a Campus Hungary ösztöndíj keretében szervezett közös utazásainknak. Remek társaságban (6. ábra), lenyűgöző szépségű tájakon haladva szereztünk részletes ismereteket a magashegységek ökoszisztémájáról, geomorfológiájáról és a Pécsi Tudományegyetemen jelenleg elérhetetlen geofizikai műszerek alkalmazásával is megismerkedtünk. A szakmai kapcsolatok mellett baráti szálak is kialakultak a túra résztvevői között, így bizonyosak vagyunk benne, hogy a Temesvári Nyugati Tudományegyetem a jövőben is szívesen fogadja a PTE hallgatóit a Kárpátokba szervezett terepgyakorlatain. Hallgatóinkat csak bátorítani tudjuk, hogy ragadják meg a lehetőséget és bővítsék Földrajzi Intézetünk külföldi kapcsolati hálóját.



6. ábra: A magyar hallgatókkal kiegészült csoport, háttérben a Bilea-tóval. (Fotó: Stina C.)

