10.13147/NYME.2015.023

NYUGAT-MAGYARORSZÁGI EGYETEM

KITAIBEL PÁL KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

GEOKÖRNYEZETTUDOMÁNYI PROGRAM

Doktori (PhD) értekezés

A növényzet szerepe a földcsuszamlások kialakulásában

Bódis Virág Bereniké

Témavezető: Dr. Mentes Gyula

SOPRON

2014

10.13147/NYME.2015.023

A NÖVÉNYZET SZEREPE A FÖLDCSUSZAMLÁSOK KIALAKULÁSÁBAN

Értekezés doktori (PhD) fokozat elnyerése érdekében

Írta:
Bódis Virág Bereniké

Készült a Nyugat-magyarországi Egyetem Kitaibel Pál Környezettudományi Doktori Iskola

Geokörnyezettudományi programja keretében

Témavezető: Dr. Mentes Gyula
Elfogadásra javaslom (igen / nem)
(aláírás)

A jelölt a doktori szigorlaton …..... % -ot ért el,

Sopron, …..... …….....
a Szigorlati Bizottság elnöke

Az értekezést bírálóként elfogadásra javaslom (igen /nem)

Első bíráló (Dr. …..... ….....) igen /nem
(aláírás)

Második bíráló (Dr. …..... ….....) igen /nem
(aláírás)

(Esetleg harmadik bíráló (Dr. …..... ….....) igen /nem
(aláírás)

A jelölt az értekezés nyilvános vitáján….....% - ot ért el

Sopron,

……..
a Bírálóbizottság elnöke

A doktori (PhD) oklevél minősítése….....

……..
Az EDHT elnöke

10.13147/NYME.2015.023

Abstract

The role of the vegetation in the development of landslides

I examined the effect of the different environmental parameters (precipitation, air-, and soil temperature, soil water content, wind) through the vegetation to landslides prone areas and the contact of the vital processes of trees and tilt values.

The soil water content variation exerts the largest effect on the ground tilt. Precipitation affects only indirectly the investigated processes because it has an effect on the soil water content. But precipitation changes the daily tilt values. The speed and the direction of the wind are very important but their effect depends on the water content of the soil. The vegetation modifies these effects in the active periods of trees.

Different species of trees were investigated by Fuzzy-method, introducing a classification system. Tree species were classified by this system to study which species increase or decrease the slope stability. Apple, grape, vine and pear trees have a negative effect, remarking that grape vine is the worst choice. Acacia and the walnut have a positive effect in prevention.

These results help to better understand the processes of landslides.

10.13147/NYME.2015.023

Kivonat

A növényzet szerepe a földcsuszamlások kialakulásában

Kutatásom során különböző módszerek segítségével vizsgáltam a növényzeten keresztül ható környezeti paraméterek (csapadék, levegő-, és talajhőmérséklet, talajvíztartalom, szél, stb.) hatását az elmozdulásokra, valamint a növényi életfolyamatok és a dőlési értékek kapcsolatát. Eredményeim alapján a legnagyobb hatást a talajvíztartalom megváltozása okozza. A csapadék leginkább a dőlési értékek napos menetét módosítja, és csak közvetetten hat a stabilitásra a talajvíztartalom változtatásával. A növényzet túl nagy vagy túl kicsi párologtatása is befolyással van a talaj stabilitására, így szerepe már nem csak a trópusokon jelentős. A szél hatása nem csak sebességében ill., lökésességében rejlik, hanem iránya is befolyásolja a dőlési értékek menetét.

A különböző növényfajok vizsgálatával és a MATLAB program Fuzzy toolbox segítségével, olyan osztályozási rendszert hoztam létre, melynek segítségével a három vizsgálati területem növényfajai közül számszerűen bizonyítottam, hogy az eddig is talajerősítő hatásairól híres diófa jó hatással van a lejtők stabilitására ill., hogy a Magyarországon erősen invazív fajnak számító – és emiatt üldözött – akác hasznos fajnak bizonyulhat a földcsuszamlások elleni védekezésben. Az alma és a körte a termésérés során súlyával és nagymértékű vízfelvételével negatívan hat a lejtők stabilitására, és lombozata nem védi jól a talajt a túlzott kiszáradástól. A legrosszabb hatással a szőlő van a stabilitásra, mivel karó gyökérzete mélyre hatol, azonban nem tartja a talaj, így a gyökérzet mentén könnyebb az elmozdulás lehetősége.

Ezek az eredmények hozzá járulhatnak ahhoz, hogy a földcsuszamlások kialakulását befolyásoló környezeti paraméterek hatásait jobban megértsük. Valamint, hogy egy olyan osztályozási-védekezési módszert alakítsunk ki a különböző növényfajokra, amely megfelelhet a mai környezetvédelmi előírásoknak is.

10.13147/NYME.2015.023

10.13147/NYME.2015.023

Tartalomjegyzék

Bevezetés ..... 1.
1. A földcsuszamlások és kapcsolatuk a környezettel ..... 3.
1.1. Földcsuszamlások ..... 3.
1.2. A növényzet és a környezeti paraméterek hatása ..... 7.
1.2.1. A gyökérzet ..... 8.
1.2.2. Csapadék és talajnedvesség ..... 13.
1.2.3. A szél hatása ..... 17.
1.2.4. Párologtatás (evapotranszspiráció) ..... 17.
2. Célkitűzések ..... 21.
3. Vizsgálati területek ..... 22.
3.1. A dunaföldvári teszterület ..... 25.
3.2. A dunaszekcsői teszterület ..... 26.
3.3. A hidegvíz-völgyi teszterület a Soproni-hegységben ..... 27.
4. Vizsgálati módszerek és adatok ..... 29.
4.1. Dőlésmérés ..... 29.
4.2. Meteorológiai és hidrológiai adatsorok ..... 31.
4.3. A mért dőlési, meteorológiai és hidrológiai adatok kiértékelése ..... 32.
4.4. A növényfajok osztályozása ..... 38.
5. Kutatási eredmények ..... 42.
5.1. A dunaföldvári és dunaszekcsői teszterület eredményei ..... 42.
5.2. A hidegvíz-völgyi teszterület a Soproni-hegységben ..... 49.
5.2.1. A mért órás nyers adatok ..... 49.
5.2.2. Alul- és felüláteresztő szűrővel szűrt adatsorok ..... 51.
5.2.3. A mért adatok statisztikai analízise ..... 53.
5.2.4. A csapadék és a talajvíztartalom kapcsolata a dőlési értékekkel ..... 54.
5.2.5. A hőmérséklet kapcsolata a dőlési értékekkel ..... 58.
5.2.6. A szélsebesség és a szélirány hatása a kiugró dőlési értékekre ..... 60.
5.2.7. Növényzet és a párologtatás hatása a lejtő dőlési értékeire ..... 63.
5.3. A növényzet osztályozása ..... 65.
6. Diszkusszió ..... 74.
7. A vizsgálatok jövőbeli pontosítására vonatkozó tervek ..... 75.
8. Összefoglalás, tézisek ..... 76.

10.13147/NYME.2015.023

Köszönetnyilvánítás ..... 78.
Irodalomjegyzék ..... 79.

10.13147/NYME.2015.023

Bevezetés

A természettudomány, azon belül a földtudományok legfontosabb feladatai közé tartozik a Föld és közvetlen környezetének megismerése, valamint folyamatainak jobb megértése. A napjainkban felmerülő környezetvédelmi problémák megoldása és a környezeti katasztrófák megelőzése a globális és lokális változások vizsgálata nélkül elképzelhetetlen. A geodéziai módszerek széles skálája megoldást nyújt, mind a földfelszín alatti, mind a felszíni térségben végbemenő folyamatok jobb megértésére. A kutatások egyik fő ága a geodinamikai folyamatok, ezen belül is a tömegmozgások (földcsuszamlások), valamint kiváltó mechanizmusaik tanulmányozása. A WHO adatbázisa alapján a legnagyobb földcsuszamlások 1988 óta csak Európában 3,1 millió USD nagyságú kárt okoztak (http://www.emdat.be, utoljára megtekintve 2014-05-12). A változó klíma pedig csak tovább növeli kialakulásukat és nagyságukat. Emiatt vált az utóbbi időkben egyre sürgetőbbé az ellenük való védekezés, ill. az előrejelzés megoldásának kérdésköre. Ez utóbbi a modellezés révén valósul meg, melyhez egyre több, az elmozdulásra hatást gyakorló paramétert (csapadék, gyökérerősség, lejtő-állékonyság, stb.) vesznek figyelembe. Ezek a modellek azonban még nem képesek megmutatni sem az elmozdulás időpontját, sem a pontos helyét, sem a nagyságát. A megelőzéssel kapcsolatban a mai napig leginkább a mesterséges módszerek dominálnak (rézsűzés, lejtőszög csökkentés, talajvízszint változtatás, talajerősítés kémiai módszerekkel stb.), azonban ezek az egyre erősödő környezetvédelmi jogszabályok előírásainak (Pl. 1996. évi LIII. Törvény a természet védelméről 31.§ és 7.§ (2)) nem minden esetben felelnek meg. Ezért egyre több kutatás irányul a természetes és tájba illeszthető megoldások, így a növényzet felé.

Doktori munkám tárgya a növényzet – valamint az azon keresztül ható különböző meteorológiai és hidrológiai paraméterek – okozta talajmozgás és deformáció változások kimutatása földcsuszamlásra hajlamos lejtős területeken. A kutatásokhoz különböző területek dőlési-, és meteorológiai adataira volt szükségem. Ehhez három területen (Dunaföldvár, Dunaszekcső és Soproni-hegység) mért eltérő hosszúságú idősorok álltak rendelkezésemre.

Különböző módszerek segítségével vizsgáltam a növényzeten keresztül ható környezeti paraméterek (csapadék, levegő-, és talajhőmérséklet, talajvíztartalom, szél, stb.) hatását az elmozdulásokra, valamint a növényi életfolyamatok és a dőlési értékek kapcsolatát. A különböző környezeti rendszerek kapcsolatának vizsgálata rendkívül nehéz és összetett. Emiatt először minden tényezőt különálló hatótényezőként kell vizsgálni, és csak utána lehet egybefüggően, az egymást módosító hatásukat nézni. Továbbá olyan elméleti módszert

alakítottam ki, mellyel adott klímán és talajtípuson élő növényfajokról megállapítható, hogy csökkentik vagy növelik a lejtők stabilitását.

Ennek, és az elvégzett munka menetének megfelelően disszertációm a következő egységekre tagolódik:

Az első fejezetben a szakirodalom alapján áttekintem a földcsuszamlások és a növényzet, valamint az azon keresztül ható meteorológiai és hidrológiai paraméterek kapcsolatát vizsgáló különböző kutatási területek módszereit és eddigi eredményeit.

A második fejezetben bemutatom a kutatási célkitűzéseimet.

A harmadik fejezetben rövid áttekintést adok a három vizsgálati területről, földrajzi, geológiai, meteorológiai és hidrológiai szempontok alapján. Valamint bemutatom növényzetüket és annak faji megoszlását.

A negyedik fejezetben részletezem a vizsgálati- és kiértékelési módszereket az elméleti és matematikai módszereket, valamint a felhasznált adatokat a különböző területeken.

Az ötödik fejezetben bemutatom a kutatási eredményeimet. Egyrészt, a növényzet és az azon keresztül ható hidrológiai, meteorológiai paraméterek és a dőlési értékek kapcsolatáról. Másrészt a Fuzzy-módszer segítségével kialakított osztályozási rendszer eredményeit, melynek helyességét az elmúlt években bekövetkezett csuszamlásos események segítségével támasztottam alá. Ezzel a módszerrel a csuszamlások elleni védekezés összeegyeztethetővé válik a tájba illesztés környezetvédelmi előírásaival

A hatodik fejezetben összefoglalom az eredményeket rövid diszkusszió formájában.

A hetedik fejezetben bemutatom a kutatás jövőbeli lehetőségeit és terveit.

A nyolcadik (záró) fejezetben összefoglalom a kutatásaim célját, módszereit és legfontosabb eredményeit tézisek formájában.

A dolgozatot a Köszönetnyilvánítást követően az Irodalomjegyzékkel zárom.

1. A földcsuszamlások és kapcsolatuk a környezettel

1.1. Földcsuszamlások

Azokat a folyamatokat, amelyek a nehézségi erő közvetlen hatására és szállítóközeg nélkül működnek, lejtős tömegmozgásoknak nevezzük. A felszíni tömegmozgásoknak számos formája ismert (Pécsi, 1967, 1971a, 1971b; Szabó, 1982; Lóczy, 2008). Az egyik legkutatottabb forma a földcsuszamlás, mellyel munkám során foglalkoztam. A földcsuszamlások a környezet legkisebb megváltozására is érzékenyen reagálnak. Kialakulásukkor a lejtő anyaga egy élesen kirajzolódó csúszópálya mentén mozdul el. A földcsuszamlások elméleti alapjait többek között Sharpe (1938), Terzaghi (1950), Varnes (1978), Dikau et al. (1996), Pécsi (1971a, b), Szabó (2004) és Lóczy (2008) munkái adják. Ezekben leginkább a mozgási mechanizmust, az anyag és sebesség kapcsolatát, valamint a nedvességtartalmat vizsgálták, mely alapján osztályozási rendszert állítottak fel. Ez a rendszer még napjainkban is folyamatosan változik, aminek oka, hogy a csuszamlások nagyon sokfélék lehetnek talajtípustól, éghajlattól és lejtőtípustól függően. Nehezíti még az osztályozást, hogy sebességük a m/s-tól a cm/év-ig változhat, míg a megmozgatott tömeg térfogata m^3-től km^3-ig is terjedhet (Glade et al., 2005). Mélységük alapján lehetnek sekély, ill. mély földcsuszamlások. A nemzetközi szakirodalom alapján két fő típust különböztethetünk meg:

1. Karéjos (rotációs) tömbös csuszamlás. E mozgásforma csúszópályája keresztmetszetben ívelt, kagylóra emlékeztet. A rotáció szó arra utal, hogy a tömeg tengelye a szakadásfront felé dől. A lábnál – ahol a kompressziós folyamatok uralkodnak – folyásba alakulhat át.
2. Planáris tömbös lesiklás (transzlációs csuszamlás). Itt a mozgás pályája nagyjából egyenes kőzetlapon megy végbe. A tömbök eleje előrebillen és a mozgás folyamán végig azonos szöget zár be. Ma már öt altípust különböztetnek meg (blokkcsuszamlás, hasábos csuszamlás, kőzettömb-csuszamlás, törmelékcsúszás, iszapcsúszás) (Lóczy, 2008).

Hazánkban a földcsuszamlások osztályozása Pécsi Márton (1971a) és Szabó József (1982) nevéhez fűződik. Munkájuk alapján megkülönböztetünk preformált és szingenetikus csuszamlásokat:

- preformált csuszamlások: Rétegzett, repedezett kőzet- vagy talajösszletben rendszerint a különböző kohéziójú vagy belső súrlódási szögű rétegeket elválasztó felületek válnak csúszópályává, előre jelezve a csuszamlás helyét. A csúszópálya a lejtőhöz viszonyított

helyzete (m) szerint lehet talpponti, talppont feletti és nagyon ritkán a talppont alatti (1. ábra felső sora).

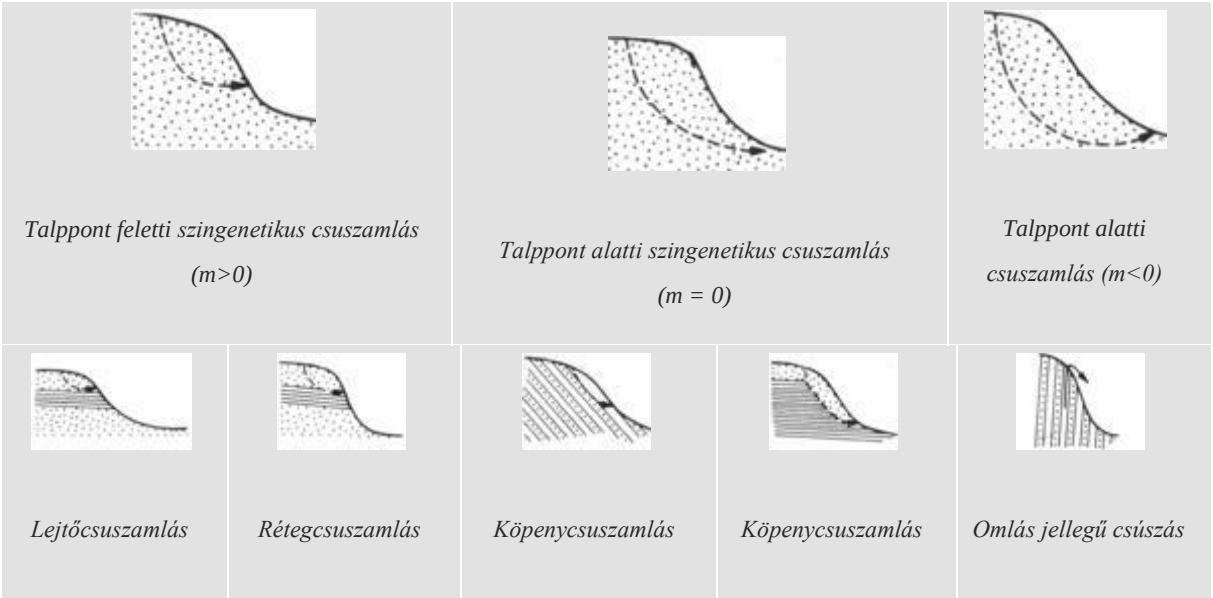
- szingenetikus csuszamlások: Homogén anyagú lejtőkön a nyírószilárdságot meghaladó nyíróerő esetén a csúszópálya csak a mozgás megindulásának pillanatában alakul ki. Ezek az ún. szingenetikus csúszópályák, melyek görbült, többnyire paraboloid alakúak, így rotációs mozgás megy végbe.

A talppont feletti csuszamlásról akkor beszélünk, ha a csúszópálya a lejtőlábhoz képest feljebb helyezkedik el (lejtőcsuszamlás). Talpponti, ha nagyjából megegyezik a helyzetük (szeletes csuszamlás) (Pécsi, 1971a; Szabó, 2001). Talppont alatti elhelyezkedés leginkább a szingenetikus csuszamlásokra jellemző.

A magasabb lejtőkön kialakuló csuszamlások a csúszópálya hajlásszöge (α) és a felszín lejtőszögének (β) aránya szerint három csoportba osztható (1. ábra második sora):

- ha $\alpha < \beta$, nagy a mozgás valószínűsége, rétegcsuszamlásról beszélünk
- ha $\alpha \approx \beta$ látszólagosan stabil a lejtő, de ha átnedvesedik az anyag, akkor köpenycsuszamlásról beszélünk
- ha $\alpha > \beta$, ekkor szabadesés, azaz omlás következik be.

Ez alapján 4 féle csuszamlásos formát különböztetünk meg: lejtőcsuszamlás, rétegcsuszamlás, köpenycsuszamlás és omlás jellegű csúszás.



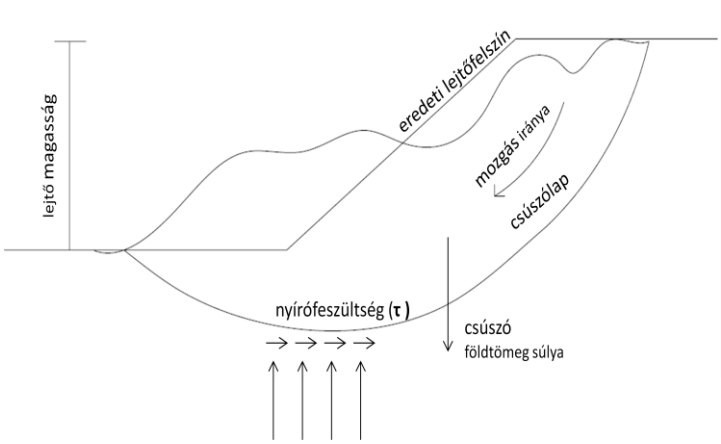
1. ábra. *A csuszamlások típusai*

(forrás: http://sciencecaffe.com/hu/sciencecaffe/csuszamlasok-es-omlasok-jellemzoi-es-elofordulasuk.html utoljára megtekintve: 2014-09-14)

A csuszamlás, bár önmagában romboló mozgásformának tűnik, valójában csökkenti a nyírófeszültségeket, amellyel növeli a felszín stabilitását (Dykes, 2002). A folyamat során a talajban a földtömeg önsúlyának (vagy külső teher) hatására nyírófeszültségek (τ) keletkeznek (1). Ha a nyírófeszültségek az elcsúszás menti talaj, ill. az altalaj nyírószilárdságát elérik, talajtörés jön létre, mely során a földtömeg elmozdul a csúszólapon (2. ábra).

$$\tau = \sigma \cdot \mathrm{tg}\varphi + c, \qquad (1)$$

ahol σ a semleges feszültség [kPa], φ a talaj belső súrlódási szöge[°], c a kohézió [kPa] (Lóczy, 2008).



2. ábra. *A lejtő állékonyságát meghatározó paraméterek*

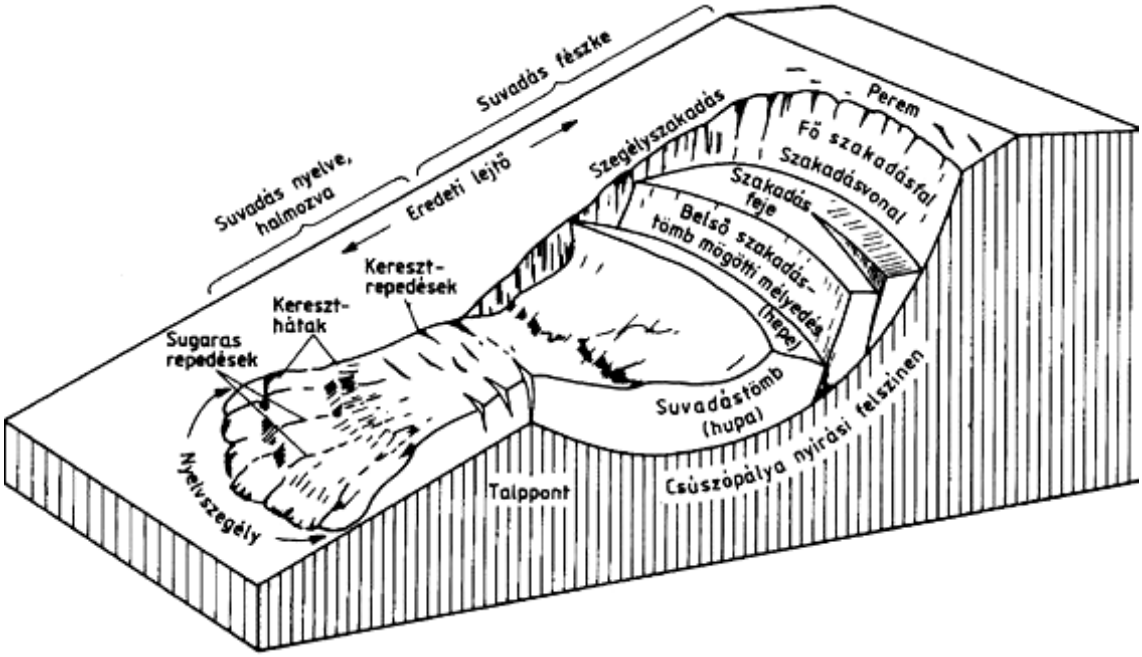
(forrás: Siedle and Ochiai, 2006. nyomán módosítva)

A lejtők talajában a külső terheléssel szemben a terheléssel ellentétes irányú és azonos nagyságú erő (belső ellenállás) hat. Amikor növeljük a külső terhelés (pl. eső által átáztatott felső talajréteg nehezebbé válik), a belső ellenállás is nőni fog, azonban nem képes a végtelenségig nőni, mértékét megszabja az anyag belső tulajdonsága (struktúra, szemcsék közti kapcsolat, kötőerő stb.). Ha eléri a belső ellenállást, akkor úgynevezett törés következik be – amely a csúszólapon alakul ki –, vagy a mozgó tömeg képlékennyé válik.

A csuszamlások részeit az 3. ábra mutatja be. A csuszamlás kialakulásakor a felső részen egy tágulásos (extenzív) szakasz alakul ki. Ezt hívjuk a csuszamlás fészkének vagy gyökerének. Itt, a legfelső részen a legmeredekebb, akár függőlegesen falszerű rész is lehet, melyet szakadásfrontnak hívunk. A mozgás oldalsó határát a szegélyszakadás jelzi, ahol a továbbiakban már a kúszás a jellemző mozgásforma.

A fő szakadásfal alatt a csuszamlás teste található, mely lépcsőzetesen halad lefelé. Erre a részre a folyamatos szétterjedés jellemző. A csuszamlás „derekán” a nyírási felszínen létrejött csúszópálya mentén tömbönként, egy tömegben mozdul el a talaj.

Az alsó szakaszt a csuszamlás nyelvének nevezik. Itt a csúszó tömeg rendszerint már az enyhébb lejtőlábon halad tovább (Bacskai és Dajka, 2011).



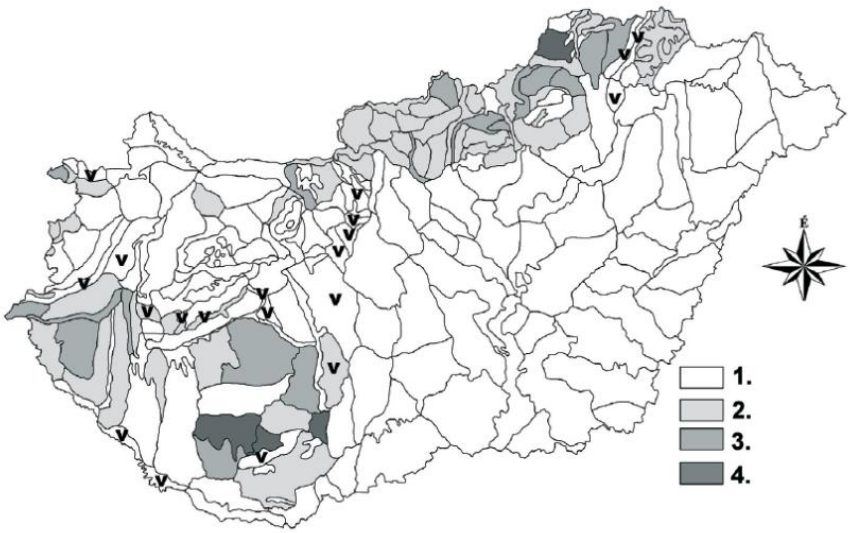
3. ábra. *A csuszamlások formai elemei*

(forrás: Lóczy, 2008.)

A földcsuszamlások hegy- és dombvidékeken a kőzettípustól függetlenül bárhol megtalálhatók. Kialakulásukhoz feltétlenül szükséges a megfelelő szögű lejtőn kialakult, laza vagy fellazult, nem jól alátámasztott talaj és/vagy kőzet. A legtöbb esetben az elmozdulás kiváltója a víz, amely a belső súrlódást csökkenti ill., a tömegerőt növeli.

A Magyarországon kialakuló tömegmozgások nem okoznak hatalmas katasztrófákat, azonban sokszor lakott területek közelében jelentkeznek, amivel jelentős anyagi károkat is okozhatnak. A 4. ábra mutatja Magyarország csuszamlásokkal veszélyeztetett területeit, ill. az elmozdulások nagyságát. Ez alapján hazánkban leginkább három tájtípuson fordulnak elő a tömegmozgás e fajtái:

- neogén dombságok területén (Cserehát, Tolnai-dombság, Vasi-Hegy-hát)
- vulkáni hegységek területén (Visegrádi-hegység, Mátra)
- folyó menti és tóperemi magaspartokon (Duna, Rába, Hernád, Balaton, Fertő)



4. ábra. *Felszíni mozgások előfordulása és veszélyessége Magyarország kistájain*
(1-Az eseménymennyisége és veszélyessége jelentéktelen, 2-kismértékű, 3-közepes, 4-súlyos, **v** – a veszélyes zónák pontos helyét jelöli)
(forrás: Szabó et al., 2007)

1.2. A növényzet és a környezeti paraméterek hatása

A csuszamlásos folyamatok bonyolultsága miatt, vizsgálatukhoz rendkívül alapos és átfogó ismeretek szükségesek. A geológiai, geofizikai, hidrológiai, stb. folyamatok tanulmányozása mellett fontossá vált a csuszamlásos terület közvetlen környezetének, így növényzetének vizsgálata is.

A növényzet szerepe leginkább a lejtők állékonyságának erősítésében jelentkezik. Fontosságát már a kezdeti földcsuszamlásokkal foglalkozó irodalmak is kihangsúlyozták (Wu és Swanston, 1980; Ziemer, 1981; Sidle és Terry, 1992). Ezek a kutatások leginkább a növényi gyökérzet talajerózió csökkentő hatásával (Ziemer, 1978; Wu et al., 1979), valamint a talajvíz csökkentésével foglalkoznak. A legfrissebb tanulmányoknál is e folyamatok fontosságát helyezik előtérbe (Yarbrough, 2000; Zheng, 2006; Pollen-Bankhead és Simon, 2010). A korai megfigyelések is kimutatták, hogy azokon a területeken, ahol tarvágás vagy nagyobb mennyiségű fa kitermelése történt, a lejtő kis idő elteltével instabillá vált (Fumitoshi et al., 2008). Emiatt néhány csuszamlás-veszélyeztetett területen növényzet ültetésével próbálják megfékezni a mozgásokat, hogy természetes módszerrel szabjanak gátat az elmozdulásoknak (Goldsmith et al., 2001; Bibalani et al., 2006). A növényzet és a földcsuszamlások kapcsolatával foglalkozó vizsgálatok során a lágyszárú növényzetet legtöbbször nem veszik figyelembe, mivel csak kismértékben fogják meg a talajt rövid és gyenge gyökérzetükkel. Bergin és társai (1995) vizsgálták a füves vegetáció hatását, és kimutatták, hogy csak a talaj felső maximum 10 cm mély rétegére volt hatással és arra is

csekély mértékben (Sidle és Ochiai, 2006), így még a sekély földcsuszamlásokra sincs számottevő hatással.

Az említett vizsgálatok leginkább egy-egy paraméter hatásával foglalkoztak, ám ilyen érzékeny mozgásforma esetén feltétlenül a környezet összefüggő rendszereinek vizsgálatára is szükség van. Napjainkra egyre több publikáció jelenik meg, melyek már több oldalról vizsgálják a különböző növényfajokat, elsősorban a fákat (pl. Schmidt et al., 2001). Ennek oka, hogy a fákon keresztül szinte valamennyi talajstabilitásra ható környezeti paraméter (meteorológiai, hidrológiai, geomorfológiai) módosul. Azonban ezek sem veszik figyelembe a környezeti tényezők egymást módosító hatását (pl. transzspiráció-talajnedvesség, hőmérséklet-evaporáció, szél-transzspiráció, lombozat csapadékfelfogó hatása, gyökérméret-talajvíz tartalom stb.).

A következő alfejezetekben a növényzet eddig kimutatott közvetlen és közvetett hatásait mutatom be az említett környezeti paraméterek segítségével.

1.2.1. *A gyökérzet*

A növényzet hatásai közül a gyökérzet pozitív hatásai a legkutatottabbak. Egyrészről növeli a nyírószilárdságot, amivel hozzájárul a talaj stabilitásához (Wu et al., 1979). Másrészről a növény gyökérzetén keresztül veszi fel a vizet, amellyel csökkenti a talaj nedvességtartalmát (Campbell, 1985; Pollen, 2007; Bódis és Mentes, 2012). Ez alapján a gyökérzetnek kétféle hatása van a stabilitásra: mechanikai és hidrológiai. A növényzet mechanikai szempontból a talaj felső pár méterében fejti ki legintenzívebben a hatását (Greenway, 1987; Roering et al., 2003; Reubens et al., 2007), mivel a fák gyökérzetükkel mintegy horgonyszerűen összetartják a talajt és javítják a lejtőhibákat (Sidle et al., 1985). A gyökérhálózat kismértékű megnyúlási képességével erősítő mátrixként szolgál a talaj számára, mivel az elmozdulások során a talajban keletkezett feszültségek átrakódnak a gyökerekre, melyek felfogják annak egy részét (Sidle és Ochiai, 2006). A különböző növényfajok különböző gyökérerősséggel (tartó erővel) rendelkeznek, emiatt más-más módon hatnak a talajra. Számszerű kifejezéséhez ismerni kell a gyökerek átmérőjét és a gyökérzet eloszlását is a különböző talajrétegekben (Thomas és Pollen-Bankhead, 2010).

A legnagyobb problémát a növényzet eltávolítása okozza, mivel a gyökérzet vagy annak egy része a legtöbb esetben a talajban marad. Összetartó hatása egy ideig (pár évig) még érvényesül és kisebb mértékben ugyan, de tartja a talajt. Azonban hamarosan elkezdődik a korhadás, ami miatt a csapadék utat talál a megmaradt fatesten keresztül és réseket hoz létre a talajban (Pollen-Bankhead és Simon, 2010). In situ vizsgálatokkal bizonyították, hogy a

növényzet felszín feletti részének eltávolítása után 3-15 évvel vált kimutathatóvá a csuszamlási gyakoriság növekedése (Ziemer és Swanston, 1977; Terwilliger és Waldor, 1990; Abe és Ziemer, 1991; Ekanayake et al., 1997), mely időintervallum a növényfaj, a talaj, a lejtő meredeksége és a növény korának függvénye (Ziemer, 1981). A hátrahagyott rések egyes esetekben beomlanak, mások egy ideig még megmaradnak. A beomlás után a talaj a tömörödésig könnyen átjárható lesz a csapadék számára, mivel nagyobb lesz esőzéskor a pórusnyomás, mint a környező területeken. Ha nem omlik be a rés, akkor utat enged a csapadék gyors és mélyre szivárgásának. Télen ezek a részek az olvadás-fagyás folyamata miatt tovább repeszthetik a körülöttük lévő talajt, növelve a csúszás lehetőségét (Marston, 2010). Ezt a hatást növelhetik az élőlények, a talajban létrehozott járataikkal.

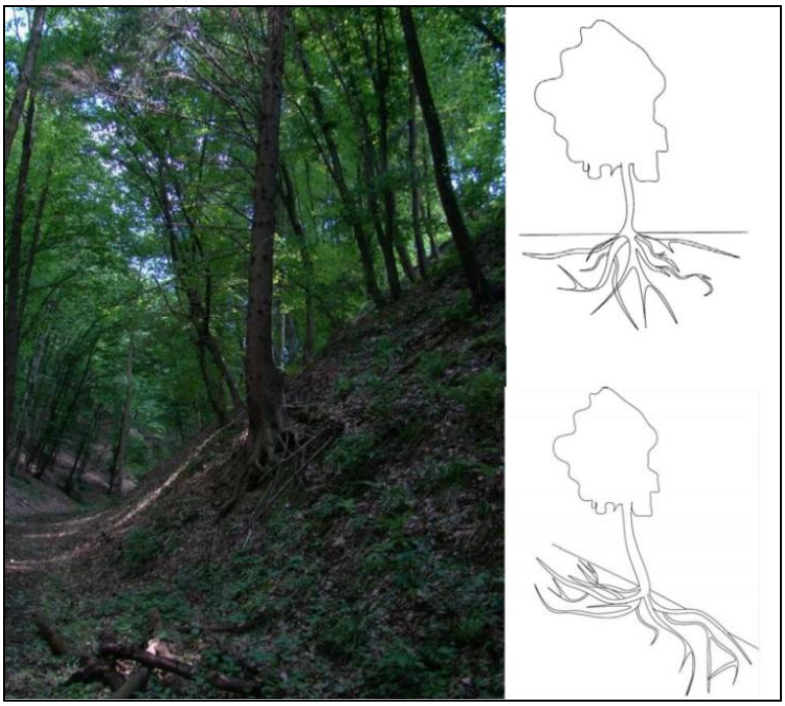
Az 5. ábra képei Szentendrén készültek, ahol építkezés miatt a növényzettől megtisztították a területet. Az első képen jól látható balra a még meghagyott akácfa környezetében a talaj megmaradt és nem mozdult el, míg a kivágott fa környezete megcsúszott. A jobb oldali kép mutatja, hogy a gyökerek korhadásával rések alakulnak ki a talajban, melyek segítenek a csapadék beszivárgásában.

5. ábra. *A növényzet eltávolítása okozta hatások csuszamlás-veszélyes területen (Szentendre)*

(fénykép: Mentes Gyula)

A gyökér növekedése is gyakorolhat negatív hatást a talajdőlésre. A fiatal növény fejlődése során a gyökerei is folyamatosan növekednek, mellyel repedéseket hoznak létre a talaj felsőbb rétegeiben. Ezzel utat engednek a beszivárgásnak, ami növeli a talajvíztartalmat, ezáltal növeli a pórusnyomást. A korai fejlődési időszakban lassan növekedő fajok (pl. bükk, *Fagus sylvatica*) gyökérzete is lassan fejlődik, és évről évre átformálja a talajt, míg a gyorsan növő fajok (pl. gyalogakác, *Amorpha fruticosa*) hamar kialakítják viszonylagos végső méreteiket és vízháztartásukat. Megfelelő vízellátás mellett a talajban a gyökérzet dúsan elágazik, a hajszálgyökerek és gyökérszőrök szorosan kapcsolódnak a talaj részecskéivel, sőt közös vízburkuk van (Sidle és Ochiai, 2006). Benett és Simon (2004) eredményei megmutatták, hogy csapadékmentes időszakok során a száraz talajban a gyökerek kis mértékben összemennek, hézagokat hagyva a csapadék számára a beszivárgáshoz. Minél mélyebb a növény gyökérzete annál mélyebbre engedi a csapadékot. Az eredményeket Martinez-Meza és Whitford (1996) munkája is igazolta, melyben festéssel mutatták ki, hogy a gyökérzet által létrehozott hézagokban gyorsabban áramlik lefelé a csapadék, mely a vízfelvételt könnyíti a növény számára, ugyanakkor a talajt meglehetősen fellazítja.

A sekély elmozdulásoknál mind a vertikális mind a horizontális gyökerek nagy szerepet játszanak. A horizontális gyökerek adják a megtámasztást a csuszamlások során, míg a vertikális ellenáll az elmozdulásnak. Mélyebb csuszamlások esetében, ahol a lejtőszög nagy a lehorgonyzó vertikális hatás elhanyagolható, inkább a horizontális gyökerek kapaszkodó és összetartó hatása lép előtérbe (Ziemer, 1981; Tsutsumi et al., 2003). A gyökerek talajösszetartó képességének mértéke függ az adott faj gyökértulajdonságaitól, (pl. gyökéreloszlás a talajban, különböző gyökérátmérők sűrűsége, gyökerek eloszlása a lejtő irányában, gyökerek ferdesége) ill. a talajtípustól (Greenway, 1987). Azonban ugyanazon egyed gyökérzetének térbeli eloszlása más közel sík vagy kissé lejtős területeken, mivel más arányban töltik be a vízfelvevő és a megtámasztó szerepet (6. ábra).



6. ábra. *Gyökerek különböző elhelyezkedése lejtős területen*

(fénykép és rajz: szerző)

Sík, ill. enyhe lejtésű területen növekvő egyedeknél elsősorban a víz- és tápanyagfelvétel kényszere dominál, ezért leginkább a vertikális gyökerek nőnek meg, mivel így mélyebbről képes a felszívásra a fa. Nagyobb lejtőszöggel rendelkező területeken a megtámasztás az elsődleges, és ezért a horizontális gyökerek nőnek vastagabbra és hosszabbra.

Az egyes fafajoknak a talaj elcsúszásában betöltött szerepét befolyásolja a gyökerek nyíró és szakító szilárdságának értéke (2). Az első gyökérzeti modelleknél is ezt a két tulajdonságot használták fel (Wu et al., 1979). Azóta számos szakirodalom foglalkozott a gyökérzet szakítószilárdságával. Ziemer (1978) a két paraméter között a következő kapcsolatot mutatta ki:

$$T_R = -7.6 + 2.2 \cdot S_R , \qquad (2)$$

ahol T_R a szakító szilárdság : [MPa], S_R a nyíró szilárdság [MPa].

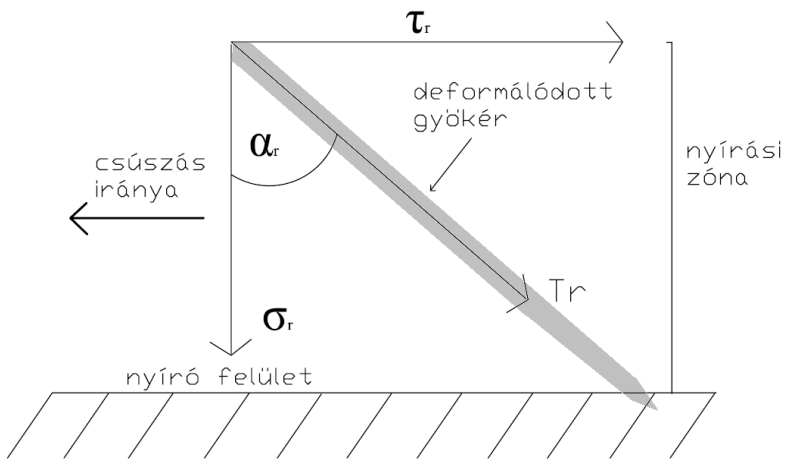
A növényi gyökérzet lejtőre gyakorolt pozitív mechanikai és hidrológiai hatásai közül a hidrológiai hatás az alárendeltebb, azonban egyáltalán nem elhanyagolható. A legfontosabb hidrológiai szerepe a vízfelszívásban, valamint a párologtatásban van. Ezek segítségével védi a talajt a túlzott átázástól, mivel csökkenti a pórusvíznyomást, mely megnövekszik csapadék esetén. Kisebb pórusvíznyomás esetén, pedig a talajszemcsék kisebb mértékben mozdulnak el egymás mellett, ami növeli a talaj stabilitását.

Azok a növények képesek nagymértékben párologtatni, melyek mély gyökérzettel rendelkeznek. Ezenkívül horizontális gyökerük bár nem olyan sűrű, mégis szerteágazó, így könnyebben veszik fel a messzebb található talajrétegekből is a vizet, mint a rövidebb és sekélyebb gyökérzetű fajok. Ez utóbbiak leginkább a talaj felső rétegeit szárítják ki és nem csökkentik olyan mértékben a talajvíz szintjét sem, mint a mélyebb gyökerűek (McNaughton és Jarvis, 1983). Azonban a túlzott vízfelszívás csuszamlást is okozhat. Száraz időben nagymértékű vízfelvételkor a növény a közvetlen környezetében levő talajt annyira kiszárítja, hogy repedések jöhetnek létre, melyek segítenek a csapadéknak a beszivárgásban (Anderson és Kneal, 1982). Ezt fokozza, ha a lombkorona kisebb és kevésbé tart árnyékot a talaj számára, így nő a növény alatti evaporáció mértéke is.

A gyökérzettel kapcsolatos kutatásoknál ma már a modellezést veszik előtérbe. A leggyakrabban használt módszer a gyökerek hatásának modellezésére a gyökér sűrűség és szakítószilárdság kapcsolatának vizsgálata, a gyökerek talajt összetartó erejének meghatározására. Ez a Mohr- Coulomb egyenlet segítségével történik (3) (Wu et al., 1979):

$$\Delta C = \tau_r \cdot (\cos\alpha_r \cdot \tan\Phi' + \sin\alpha_r), \qquad (3)$$

ahol ΔC a kohéziós komponens [kPa], τ_r az átlagos szakítószilárdság terület arányosan [MPa], α_r a gyökér deformáció szöge[°] (7. ábra).



7. ábra. *Feszültségeloszlás a gyökerekben*

(forrás: a szerző, Sidle és Ochiai, (2006) alapján)

Greenwood (2005) elkészített egy egyszerű programot (SLIP4EX), mellyel képes kombinálni a növényzet mechanikai és hidrológiai tulajdonságait, és képes modellezni hatásukat a lejtő stabilitásra. Pollen és Simon (2005) pedig gyökérrostok vizsgálatából egy

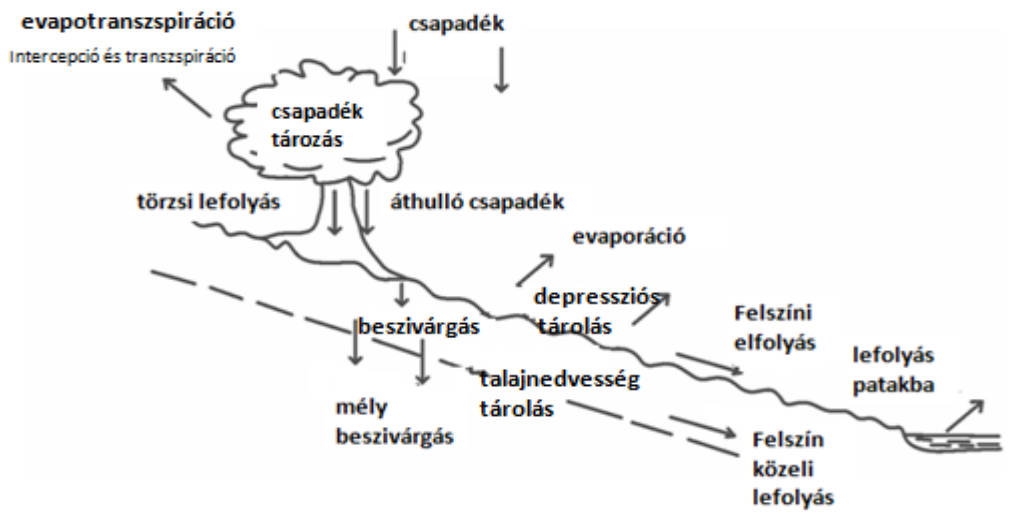
modellt állított elő, mely segítséget nyújt a különböző gyökerek szakadási határainak megismerésében. Ezek az eredmények segítséget nyújthatnak abban, hogy mely fajok képesek az elmozdulással szemben legtovább tartani a talajt.

1.2.2. *Csapadék és talajnedvesség*

A hidrológiai paraméterek és folyamatok alapvetően meghatározzák egy adott terület stabilitását. Ezek közül a csapadék közvetlen hatását a talajmozgásokra számos kutatás bizonyította (Crosta, 1998; Salciarini et al., 2005; Tsai és Yang, 2006; Tu et al., 2009). A csapadék hatására a talaj vízáteresztő képessége és a pórusvíz nyomása megnő. Emiatt a levegő kiszorul a talajszemcsék közül, ami csökkenti a köztük levő súrlódási erőt. A növekvő víztartalom, és az így csökkenő nyírási feszültség hatására bekövetkezik az elmozdulás. A csapadék beszivárgási mértéke függ a talajtípustól, a mikroklimatikus tényezőktől (pl. csapadék és hőmérséklet) és a területet borító növényzet típusától és sűrűségétől.

A lejtőkön lefolyó csapadék leginkább a talaj legfelsőbb rétegeire gyakorol hatást, mivel nem szivárog be mélyen a talajba, csak a felsőbb rétegeket áztatja át, amivel a sekély elmozdulások kialakulásának okozója lehet (Sidle és Ochiai, 2006). A csapadék és a talajnedvesség hatása nagyon összetett, mivel egymásra is hatnak (nagy talajnedvesség esetén a csapadék nem képes beszivárogni, ezért lefolyik a felszínen) és a gyökérzeten keresztül közvetlen kapcsolatban vannak a növényzettel. A növény, gyökereivel felszívja a számára szükséges vízmennyiséget, csökkentve ezzel a talaj víztartalmát, a pórusnyomást és a csuszamlásos folyamatok kialakulásának lehetőségét. A lombkorona felfogja a csapadékot, amivel védi a talajt a túlzott átáztatástól (Terwilliger, 1990). Ugyanakkor az összegyűjtött csapadékot az ágakon át a törzs mentén koncentráltan vezeti le a talajba, ami növelheti az elmozdulás lehetőségét a törzs környezetében. A lombozat további előnye, hogy árnyékot is ad a talaj számára, amivel csökkenti az evaporációt, amivel hűti az alatta lévő talajfelszínt. A csapadék által túlzottan átáztatott talajt még a növényzet sem képes úgyanúgy tartani, mint száraz állapotban, mivel nagymértékben meggyengül a talajszemcsék közti összetartó erő.

A leírt paraméterek a növényzeten keresztül bonyolultabb hatást fejtenek ki a talajra, mint növényzet hiányában. A hidrológiai hatások, valamint a növényzet kapcsolata összetett módon határozzák meg a lejtők stabilitását (8. ábra).



8. ábra. *Lejtős területek hidrológiai folyamatai*

(forrás: szerző)

A növényzeten keresztül ható előnyös és hátrányos hidrológiai hatások egymás ellenében hatnak. A beszivárgás és párologtatás tényleges aránya szabja meg, hogy a csapadék hatása pozitív vagy a negatív irányba tolódik-e el. Ezt a folyamatot még jelentősen befolyásolhatja a csapadékesemény előtti talajnedvességi állapot, a növényzet változása és éves ciklusa (Sidle és Ochiai, 2006).

A vizsgálatok kimutatták, hogy a csapadék mérhető tulajdonságai közül négy figyelembevétele szükséges a csuszamlásokkal kapcsolatos kutatások során (Guzetti et al., 2008):

- A teljes csapadékmennyiség
- A rövid ideig tartó intenzitás
- A korábbi csapadék mennyiség
- Az esőzés időtartama

Ezek a tulajdonságok meghatározzák a pórusvíznyomás értékét és így a lejtő stabilitását is. Cain (1980) 73 csapadékeseményből kimutatott egy ún. intenzitás küszöbértéket, amely megmutatja, hogy a csapadék intenzitása és időtartama számszerűsíthetően hatással van a sekély csuszamlások és a folyások kialakulására (4) (Guzetti et al., 2008).

$$I = 14.82 \cdot D^{-0.39} \qquad (0.167 < D < 500), \qquad (4)$$

ahol I az intenzitás [mm/h], D a csapadék időtartama [h] (burkoló görbe paraméterét jelöli, amely érték felett nagy a csuszamlás kialakulásának esélye).

Az időben hosszan tartó csapadékesemények és a sekély csuszamlások kialakulása között korreláció mutatható ki (Glade, 1998; Pasuto és Silvano, 1998). Más tanulmányok szerint a rövidebb ideig tartó csapadékeseményeknek van nagyobb szerepük (Larsen és Simon, 1993; Fuchu et al., 1999).

A csapadék okozta tömegmozgás-veszélyes területekre alkalmazott Cain-féle csapadék-küszöbérték a földcsuszamlás jelző rendszerek alapjául szolgál, melyet már a világ számos táján különböző típusú kutatáshoz is használnak (Corominas et al., 2000; Guzzetti et al., 2008). Mára már több kutatás is módosította az egyenletet terület, csapadékmennyiség és tömegmozgás specifikus módon. A különböző módosítások egy részét az 1. táblázat tartalmazza.

1. táblázat. *Intenzitás-küszöbérték számítása és a területre jellemző mozgásforma*

(forrás Guzetti et al., 2008)

Szerző	Tömegmozgás típusa	Egyenlet	Nagyságrend
Cain (1980)	Sekély csuszamlás és folyás	$I = 14.82 \cdot D^{-0.39}$	0.167<D<500
Innes (1983)	Folyás	$I = 4.93 \cdot D^{-0.50}$	0.1<D<100
Clarizia et al. (1996)	Talajdőlés	$I = 10.00 \cdot D^{-0.77}$	0.1<D<1000
Crosta és Frattini (2001)	Sekély csuszamlás	$I = 0.48 + 7.2 \cdot D^{-1.00}$	0.1<D<1000
Cannon és Gartner (2005)	Folyás	$I = 7.00 \cdot D^{-0.60}$	0.1<D<3
Guzetti et al. (2008)	Sekély csuszamlás és folyás	$I = 2.20 \cdot D^{-0.44}$	0.1<D<1000
Guzetti et al. (2008)	Sekély csuszamlás és folyás	$I = 2.28 \cdot D^{-0.20}$	0.1<D<48
Guzetti et al. (2008)	Sekély csuszamlás és folyás	$I = 0.48 \cdot D^{-0.11}$	48<D<1000

A hidrológiai hatások különböznek mély, ill. sekély csuszamlások esetén. A mélyebb elmozdulásokat a legtöbb esetben a pozitív pórusvíznyomás okozza, aminek legfőbb oka a talajvízszint nagymértékű változása. Ilyenkor a talajvíz hatása dominál leginkább, míg sekély elmozdulásoknál több hidrológiai információ szükséges. Ennek oka, hogy a külső hatásoknak fokozottabban ki vannak téve, mint a mélyebb fészkű elmozdulások (Haneberg és Gökce, 1994; Buma, 2000).

A csapadék hatását a beszivárgás során fejti ki legintenzívebben. Ennek mértéke függ a talaj (porozitás, hidraulikus konduktivitás, pórustérfogat), a gyökérzet (gyökérsűrűség, eloszlás, átmérő) tulajdonságaitól, valamint az egyéb biotikus (élőlények a talajban és a lehullott növényi részek) és abiotikus tényezőktől (meteorológiai paraméterek). A talajban élő

organizmusok és a gyökerek folyamatosan átformálják a talajt, lazítják és réseket hoznak létre, mellyel növelik a beszivárgást (Sidle et al., 2006).

Csuszamlást a talajvízszint ingadozása is okozhat. Ez akkor fordul elő, ha a lejtő szomszédos valamilyen víztesttel. Amikor a vízszint gyorsan lecsökken, a talajvízszint nem tudja olyan sebességgel követni, ez magasabb szintre emeli a lejtő nyírási feszültségét, mely instabilitást okoz. Ez jellemző folyók áradása esetén, amikor a folyó magas állása átáztatja a talajt, ugyanakkor az átáztatott részt támasztja is a víztest. Az áradás után apadó vízszinttel a fal támasztása megszűnik, és a magas nedvességtartalom miatt a talajszemcsék közötti összetartó erő gyenge, ami segíti a talaj elmozdulását (Kleb és Schweitzer, 2001).

A folyók másik hatása, hogy meanderező mozgásukkal folyamatosan alámossák a partfalak alját, növelve a lejtőszög értékét, mely egy bizonyos ponton túl elmozdulást okoz, mivel megszűnik a megfelelő alátámasztás (pl. Dunaszekcső) (Szabó, 2001).

Kismértékben az állóvizek is hozzájárulnak partfalak, így csuszásra alkalmas területek kialakulásához (pl. Balaton). Ezt hullámverés révén érik el. A bekövetkező csúszások mértéke és gyakorisága leginkább a hullámzás erősségétől, valamint a part talajának anyagától függ (Szabó, 2001).

A téli időszak során a talajba kerülő csapadékvíz megfagyásával megnő a térfogata, ami roncsolja a talajszerkezetet és az utána bekövetkező olvadással nagyon laza talaj keletkezik. A talajvíz, áramlása során nyomást fejt ki a talajra, amely szerkezetmódosítást is okoz. A folyamatos átnedvesedés és kiszáradás váltakozásával a száraz periódusban repedések jöhetnek létre a talajban, melyek mentén a csapadék jobban fellazíthatja a szemcsék közötti összetartó erőt. A lejtőt felépítő talaj- és kőzetrétegek között gyakran meglévő eltérő vízvezető képesség hatására a beszivárgó vizek a réteghatáron víztartalom növekedést idéznek elő (Sidle et al., 1998).

A hidrológiai mérési módszerek közül a talajmozgásokkal kapcsolatos legtöbb mérést tenziométerekkel, piezométerekkel és vízszintmérő szenzorokkal végzik. A tenziométert a növényi vízfelvétel mérésére használják, mellyel a növényi felszívás befolyását vizsgálják (Stannard, 1992). A piezométerekkel a pórusvíznyomást, valamint annak változását mérik. A vízszint mérőkkel a talajvízszint változását monitorozzák (Keefer és Johnson, 1983).

Az eddigi kutatások elsősorban a talajfelszínen elfolyó, vagy beszivárgó csapadékkal, valamint a talajvíz szintjével (Szilágyi et al., 2008) és a pórusnyomás kérdéskörével foglalkoznak (van Asch és Buma, 1997). Azonban nem találtam olyan irodalmat, melyben közvetlen mérésekkel vizsgálnák a csapadék talajnedvesség, ill. talajvíztartalom növelő hatását a gyökérzónában, földcsuszamlás veszélyeztetett területeken.

1.2.3 *A szél hatása*

A szél hatását a lejtő stabilitására már több publikáció is leírta (Schwab, 1983; Watson, 2000; Millard, 2003). A felsorolt irodalmak elméleti síkon közelítették meg a kérdést, melyek a szél erodáló hatását veszik előtérbe, ill. a lejtőkre gyakorolt közvetlen hatását mutatják be.

A szél úgy fejt ki hatást a növényzeten keresztül, hogy a fákat lombkoronájukon keresztül ingatja. Az ingatással folyamatosan mozgatja a gyökereket is, melyek kevésbé tudnak így a talajba kapaszkodni. A mozgás miatt a gyökerek mentén a talajban repedések jönnek létre, és a mozgás áttevődik a gyökér közelében lévő talajrétegekre is. A szél a fás területek szélén található egyedeket erőteljesebben mozgatja, mint a közepéhez közelebb helyezkedőket. Emiatt a fa súlyával együtt kialakulhat az erdős vagy erdővel borított területek peremén a csúszás, melyben nagy szerepet kaphat a szél (Millard, 2003). A szél sebességének és az irányának hatását eddig még nem bizonyították konkrét mérési adatok segítségével.

1.2.4 *Párologtatás (evapotranszspiráció)*

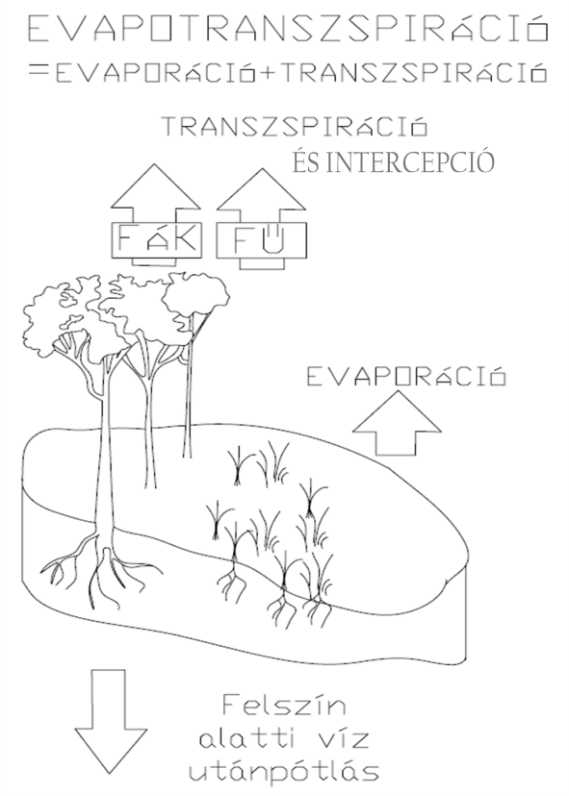
A párolgás során a cseppfolyós részecskék kilépnek a folyadéktérből és gáznemű állapotban belépnek a légtérbe. A légtér – a párafelvevő rendszer – által maximálisan felvehető páramennyiség a potenciális párolgás. A párologtató felület alapján három típust különböztetünk meg (9. ábra).

Az evaporáció során a párologtató felület a szabad vízfelszín, a hó, a jég és a fedetlen talaj ($g/m^2/nap$). A talajok párolgása, a talajban kötött és szabad formában meglévő vizek párolgása. Ahogy a talaj szárad, a párolgás intenzitása csökken. Kötött talajokon a talajnedvesség jelentős része nagy erővel kötődik a talajszemcsékhez. A kiszáradása lassúbb és kevésbé egyenletes, mint lazább homoktalajokon. Szorosan ide tartozik még, az intercepció vagyis a vízfelfogás, amely során a csapadék a fák levélzetén, ágain, a bokrokon és egyéb növényzeten maradva elpárolog, anélkül, hogy elérné a felszínt.

A növények párologtatását nevezzük transzspirációnak. Intenzitása az egységnyi levélfelületről, egységnyi idő alatt elpárolgott vízmennyiség ($g/m^2/nap$). A növény a gázcserenyílás nagyságát szabályozni képes, ezért a transzspiráció nem csupán fizikai, de fiziológiai folyamat is. Ezért beszélünk párologtatásról.

A növényzet és a talaj együttes párologtatása az evapotranszspiráció ($g/m^2/nap$). Két lehetséges értéke van, a potenciális evapotranszspiráció és a tényleges evapotranszspiráció. A lehetséges párolgáson (potenciális evapotranszspiráció) azt a maximális szárazföldi párolgást értjük, amit a terület akkor párologtat el, amikor a párolgáshoz szükséges talajnedvesség korlátlanul biztosítva van (IAEA, 2008).

10.13147/NYME.2015.023



9. ábra. *A párologtatás folyamata*

(forrás: a szerző, a http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/80/Surface_water_cycle.svg alapján)

A párologtatás hatása szoros kapcsolatban van a csapadékkal és a hőmérséklettel, mivel a nedvesebb talajból a növények több vizet képesek felvenni, majd a növekvő hőmérséklet során egyre nagyobb mértékben képesek elpárologtatni azt.

A legkisebb növényi borítottság is sokat jelenthet a párologtatás szempontjából. Számszerűen bizonyították, hogy az alig füves területekhez képest a füves területek párologtatása nagyobb, míg az erdőkkel borított részeken akár 5-10-szerese is lehet a növényzetmentes területekének (Fuchu, 1999). Ennek mértékét befolyásolja az aktuális évszak, a talaj víztelítettsége, a csapadék, valamint a hőmérséklet. A növényzet párologtatását befolyásolja a napenergia, hőmérséklet, talajtípus, szél, csapadék, albedó, valamint a növényzet tulajdonságai (gyökérmélység, párologtató felület, kor és faj) (Dingman, 1994).

A növény gyökere is meghatározza a párologtatás mértékét. A mély vertikális gyökérzet több talajrétegből veszi fel a vizet, így jobb védelmet nyújt a csuszamlás ellen párologtatás szempontjából, míg a nagyobb horizontális gyökérzettel rendelkező fajok a felső réteget szárítják, amitől a korábban említett repedések keletkezhetnek.

A téli időszak alatt a párologtatásnak a mediterrán területeken nincs számottevő hatása, mivel a lombkorona lehull és minimális mértékben, kizárólag a kutikulán keresztül párologtat a növény. A talaj párologtatása is kicsi, mivel a levegő hőmérséklete is alacsony. Ilyenkor a

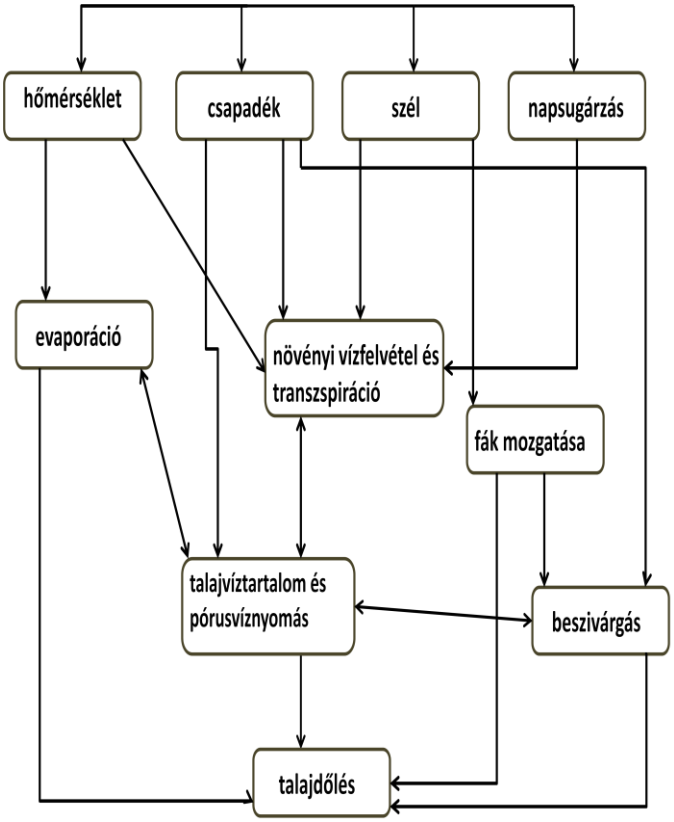
fagyás – olvadás folyamata veszi át a meghatározó szerepet (Sidle et al., 1985; Hetherington, 1987), amikor is fontos tényezővé válik a gyökerek mentén beszivárgó csapadék. A párologtatás kulcsfontosságú paraméter a sekélyebb földcsuszamlások esetében, azonban a mély csuszamlásoknál hatása elhanyagolható.

Nagy csapadékeseményeknél, viharoknál a párologtatás hatása elenyésző, mivel a talaj és a növényzet nem bír olyan gyorsan vizet felvenni, ill. elpárologtatni, mint amennyire a csapadék telíti a talajt, így könnyebben következhet be elmozdulás, ezért ilyenkor a csapadék a meghatározó. Azonban, amikor eláll az eső, újra a párologtatás veszi át az egyik meghatározó szerepet (Sidle et al., 1985). Ez alól kivételt képeznek a trópusi területek, mivel ott a magas hőmérséklet miatt a viharok alkalmával sem csökken nagyon a párologtatás mértéke, ill. a magas és sűrű növényzet több különböző szinten fogja fel a csapadékot (Greenway, 1987; Sidle et al., 2006). Mostanáig a mediterrán területeken a transpiráció hatását nem tartották olyan erős befolyásoló tényezőnek a földcsuszamlások esetében, mint amilyen a trópusi területeken (Sidle et al., 2006). Ez mára megváltozott, és egyre több irodalom foglalkozik ezzel a tényezővel is (Sidle és Terry, 1992). Azonban ezek sem adtak számszerűsíthető összefüggést a növényi párologtatás és a talajmozgás között.

Az evapotranszspiráció szabályozza a talajnedvességet, valamint a talajvíztartalmat, így a talaj stabilitását is. Ennek fontossága abban nyilvánul meg, hogy a nagyobb párologtató felülettel rendelkező fajok egyensúlyban tartják a talajvíztartalmat (Dingman, 1994). Ha azonban a párologtató felület túl nagy és a növény sok vizet vesz fel, kiszárítja a talajt, amitől repedések keletkeznek benne (Natarajan és Gupta, 1980; Anderson és Kneale, 1982). A repedéseken keresztül pedig lehetőség nyílik a csapadék gyors és mély beszivárgására (Norris és Greenwood, 2006). Ezzel a paraméterrel eddig nem nagyon foglalkoztak, és azok a kutatások is inkább elméleti módon vizsgálták hatását. A 90-es évektől kezdve azonban felismerték, hogy a vízháztartást nagyban befolyásoló növényzet is hozzájárul a csuszamlásokhoz. A hatás kimutatásához egy úgynevezett talaj-növényzet- atmoszféra-átvitel (SVAT) modellt alakítottak ki mely bemutatja a víz útját a talajból a növényzeten át az atmoszféráig. A modell figyelembe veszi a gyökérrendszert, a törzs méretét, az ágakat és a sztómák elhelyezkedését (Oltchev et al., 1996).

Összegezve, a felsorolt kutatások leginkább a növényzet egy-egy paraméterével és annak hatásával foglalkoztak. Csak néhány publikáció foglalkozik több paraméter összevont hatásával, és azok sem vizsgáltak sok paramétert együtt (Bathurst et al., 2010). A földcsuszamlások sokféleségét pedig pontosan az adja, hogy a környezetükre nagyon érzékenyek. A környezeti rendszerekben pedig minden-mindennel összefügg és hatással van

rá, ami még jobban nehezíti a kutatásokat. A 10. ábrán bemutatom az általam vizsgált meteorológiai és hidrológiai paraméterek egymást és a talajdőlést módosító bonyolult rendszerét, melyet nagymértékben módosít a növényzet.



10. ábra. *Az általam vizsgált környezeti paraméterek összefüggő rendszere*

(forrás: szerző)

A globális klímaváltozás nagy hatással van a földcsuszamlások gyakoriságára szerte a világon és ez a hatás csak fokozódik (Bo et al., 2008). Ennek oka, hogy a Föld számos pontján érezhetően megváltozott a mikroklíma. Egyes helyeken mérhetően megnőtt a csapadékmennyiség, míg máshol lényegesen csökkent. Megváltozott a szelek hatása, aminek oka a megnövekedett szélsebesség. Gyakrabban fordulnak elő viharok és extrém időjárás. A talajvíz szintje, a talajok minősége, a tengerek szintje mind befolyásolják a vegetáció összetételét is. Azok a növények maradnak fenn, melyek gyorsabban terjednek és ökológiai igényük alapján tág tűrésűek. Gyökereik mélyre hatolnak és képesek elérni a változó talajvíz szintjét is. Így azonban megváltozik a csuszamlások elleni védelemben betöltött szerepük is, melynek nyomon követése sürgető feladattá vált.

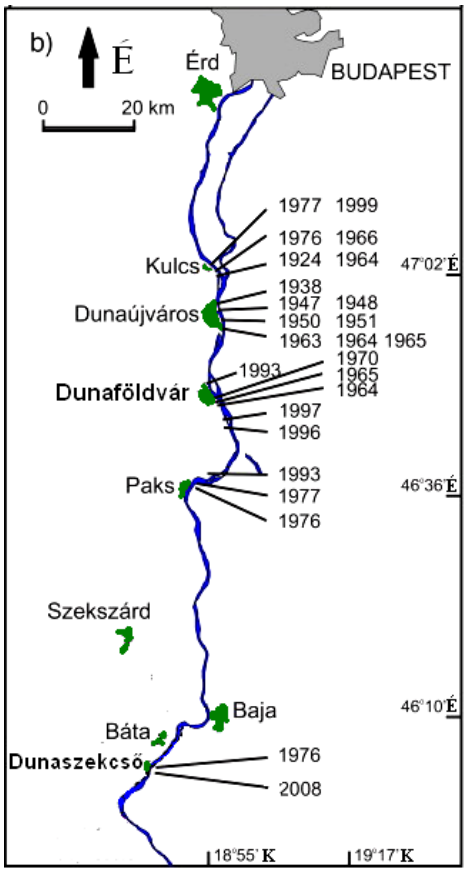
2. Célkitűzések

A bevezetés alapján is kiderül, hogy nem egyszerű feladat a földcsuszamlásos folyamatok kapcsolatát kimutatni a környezetükkel. Kutatásom során célom nem csak a különböző meteorológiai és hidrológiai paraméterek hatásának kimutatása volt instabil lejtőkön, hanem ezen paraméterek egyszerűbb kapcsolatát is vizsgálni a növényzettel borított területeken. Ez alapján a célkitűzéseim a következők voltak:

- A napos illetve hosszabb periódusú dőlési értékek vizsgálata különböző típusú földcsuszamlással veszélyeztetett területeken. Az esetlegesen előforduló tendenciák és kiugró értékek vizsgálata és magyarázata a különböző meteorológia és hidrológiai paraméterekkel.
- A különböző környezeti paraméterek önmagukban milyen és mekkora hatással vannak a mért dőlési értékekre? A csapadék, talajnedvesség és hőmérséklet mellett vizsgálni a szél és a növényi párologtatás hatását is.
- Mely meteorológiai, ill. hidrológiai paraméternek van a legnagyobb hatása lejtős területeken?
- A környezeti tényezők milyen és mekkora mértékben módosulnak, ha a más tényezőket is figyelembe veszünk? (pl. csapadék – talajnedvesség – talajvíztartalom – levegő hőmérséklete kapcsolata)
- A hidrológiai és meteorológiai paraméterek hatása milyen és mekkora mértékben módosul, ha a növényzetet is figyelembe vesszük a vizsgálatoknál?
- Osztályozási rendszer létrehozása, mellyel kimutatható, hogy mely növény fajok hatnak pozitívan vagy negatívan a lejtők stabilitására.

3. Vizsgálati területek

Vizsgálataimhoz három területről álltak rendelkezésemre talajdőlési adatsorok. Ebből kettő a Duna-menti magaspartok csuszamlás-veszélyes területei közé tartozik (Dunaföldvár és Dunaszekcső). Magyarországon a folyó menti magaspartok közül a leglátványosabb és csuszamlással legveszélyeztetettebb területek a Duna nyugati partján vannak (Kleb és Schweitzer, 2001). Akár 20-40 méter magas partfalak is húzódhatnak ezeken a területeken, melyeket egyrészről a folyó eróziója alakított ki. Két nagy csoportot különböztetnek meg: Budapesttől északra és délre (11. ábra) található csuszamlás-veszélyes területek.

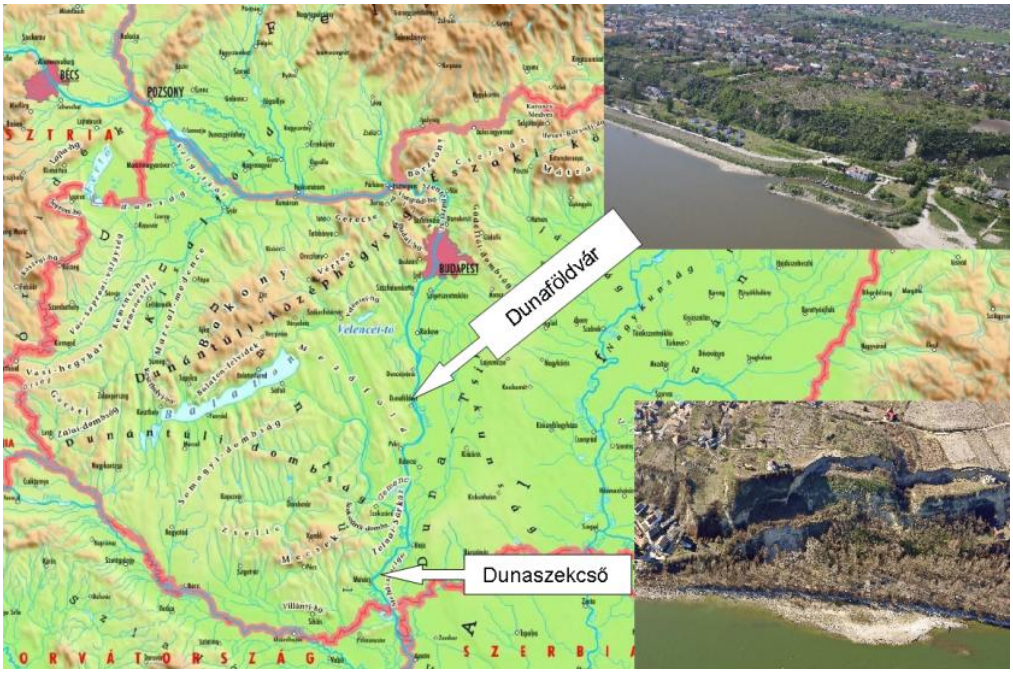


11. ábra. *A Budapesttől délre található csuszamlás veszélyes területek és a nagyobb elmozdulások időpontjai.*

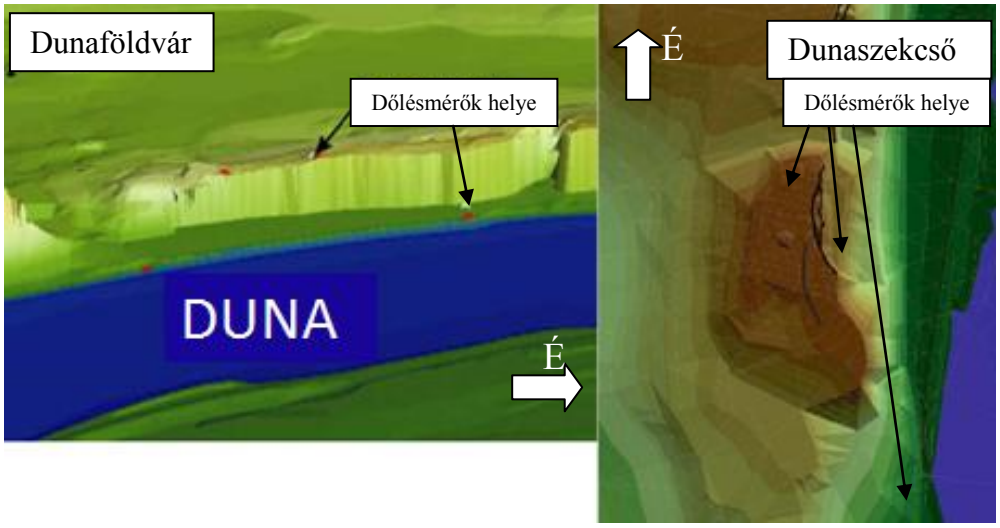
(Újvári et al., 2009)

A dunaföldvári és dunaszekcsői magaspartokon (12. ábra) már korábban mozgásvizsgálati rendszert alakított ki az MTA CSFK Geodéziai és Geofizikai Intézet, így GPS méréssel, szintezéssel kampányszerűen (a mozgások nagyságától függően évente 2-4 alkalommal), valamint fúrólyuk-dőlésmérőkkel folyamatosan mérik az elmozdulást. A kutatás során a dőlésmérő műszerekkel mért adatokat használtam fel, mivel nagy érzékenységük által a napos (kisebb) elmozdulások regisztrálására is érzékenyek, aminek segítségével kimutatható a

növényzet okozta változás a lejtőkön. Dunaföldváron két dőlésmérőt telepítettek: egyet a partfal tetején egyet pedig a lábánál. Dunaszekcsőn három dőlésmérő mér egyidejűleg a partfal tetején. Egy a stabil, kettő az instabil zónában. E területek segítségével mind a nagyobb mozgások, mind pedig a napos kis elmozdulások nyomon követhetők. A geodéziai mérések alapján készült Digitális Terep Modellt (DTM), valamint a dőlésmérők helyét a 13. ábra mutatja be.

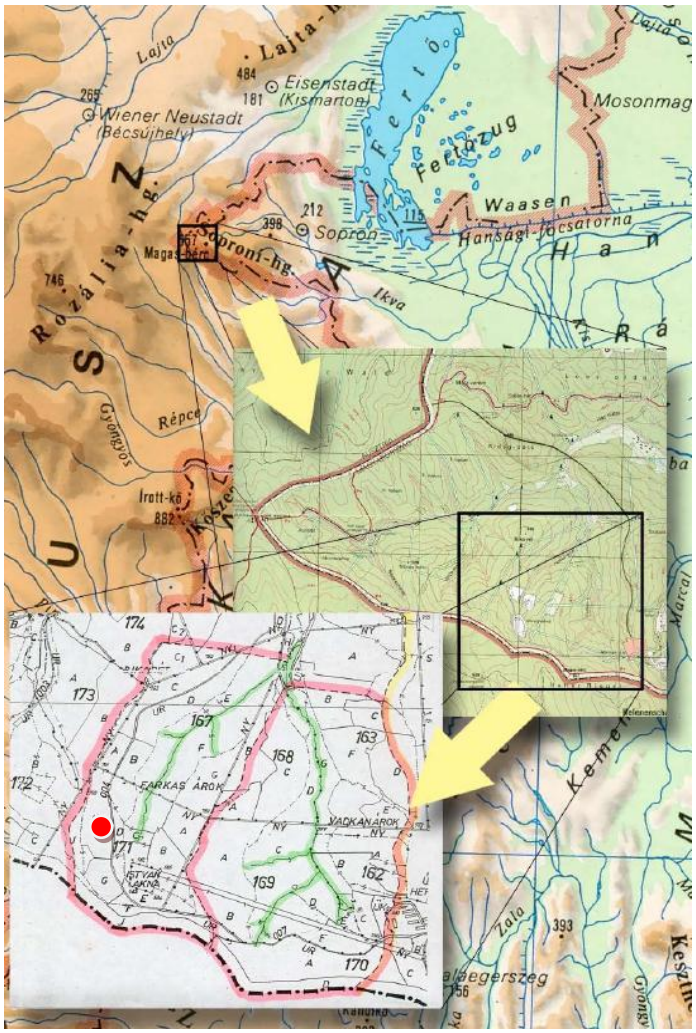


12. ábra. *A két Duna menti teszterület elhelyezkedése*



13. ábra. *DTM a két magasparti területről és a dőlésmérők helye*

A harmadik vizsgálati terület a Soproni-hegységben helyezkedik el (14. ábra). A hely különösen alkalmas arra, hogy dőlésmérőkkel vizsgáljuk a növényzet és a kis elmozdulások kapcsolatát, mivel enyhén lejtős részen, egy meteorológiai mérőállomás közvetlen közelében van. Az itt mért meteorológiai és hidrológiai paramétereket használtam a fás vegetáció talajra gyakorolt hatásának vizsgálatához. Ezek az adatok lehetővé tették a talajdőlés és a növényzeten keresztül ható meteorológiai és hidrológiai paraméterek kapcsolatának részletes vizsgálatát.



14. ábra. *A soproni teszterület elhelyezkedése (piros pont)*

A következő alfejezetekben a három vizsgálati terület földrajzi, geológiai, hidrológiai, meteorológiai jellemzését, valamint a területeken található növényzetet és faji megoszlását mutatom be részletesen.

3.1. A dunaföldvári tesztterület

Dunaföldvár Tolna megyében található. A terület az Alföld nagytáj, a Mezőföld középtáj, ezen belül a Közép-mezőföldi kistáj része. Itt a partfal közel függőleges a folyó síkjára. A terület két részre tagolódik. A Felső Öreg hegy és az Alsó Öreg hegy részekre. Ezek körülbelül 150-200 méterre fekszenek egymástól. A vizsgálatok a partfal északi részén (a Felső Öreg hegy) voltak, amely terület 120-130 méterrel fekszik a tengerszint felett. Közvetlen határa a Duna. Nagyon meredek és 20-30 méter magas. A város nagyobb része ezen a területen fekszik. Negyedidőszaki löszös képződmények építik fel. A fúrások alapján a Felső Öreg hegy területén korai pleisztocén képződmények találhatók, homokban vagy hordalékos iszaptalajban. A terület tipikus formációja a Tengelici Vörösagyag Formáció (Gyalog és Budai, 2004), melyre homok, iszap, iszapos homok, agyagos talaj és vörösagyag rétegződés jellemző (Kovács, 2003). A pleisztocén lösz itt több cikluson keresztül halmozódott fel, amíg el nem érte a 40-80 méteres magasságot (15. ábra), mely magasság a folyó folyamatos eróziós tevékenységével ma már nagyon lecsökkentett.

15. ábra. *Partfal a lakóépületek közvetlen környezetében*

(forrás: szerző)

Éghajlatát tekintve Dunaföldvárra a mérsékelt, kontinentális éghajlat jellemző, gyakori mediterrán és óceáni hatásokkal. Így a Mezőföld legszárazabb tájának nevezhető. Ariditási indexe 1,17-1,21. Jellemzőek az enyhe telek, és a hóval borított napok száma sem haladja meg a 30 napot. Az évi középhőmérséklet 10,2 °C, a csapadék évi átlag 600 mm májusi maximumokkal (Dövényi, 2010). A terület felszín alatti vizekben is gazdag. A kis csapadék mennyiség és a magas evaporáció miatt a vízmérleg negatív. Jellemző szélirány az ÉNy-i. Talaját tekintve legfőképpen a mezőségi talajtípus jellemzi. A terület hidrológiai tulajdonságait alapvetően befolyásolja a Ny-i oldalon található Duna főmedre (Dövényi, 2010).

A Duna itt a Mezőföld löszös vonulatát oldalazó erózióval pusztítja. A magaspart 15-20 m magas, csaknem teljesen meredeknek mondható (Kleb és Schweitzer, 2001). A partfal felső területén jelenleg is művelt kertek, gyümölcsösök és veteményesek találhatók, így a gyümölcsfák dominálnak. Mellettük egyre nagyobb számban jelenik meg a zöld-juhar (*Acer negundo*), valamint a gyalogakác (*Amorpha fruticosa*).

A fásszárú növényzet százalékos megoszlása a területen, az általam készített vegetációs térkép alapján (térkép leírása később): bortermő szőlő (*Vitis vinifera*) 40%, barack (*Prunus persica*) 16%, alma (*Malus domestica*) 12%, körte (*Pyrus communis*) 9%, gyalogakác (*Amorpha fruticosa*) 7%, zöld juhar (*Acer negundo*) 5%, cseresznye (*Prunus avium*) 5%, bálványfa (*Ailanthus altissima*) 3% és királydió (*Juglans regia*) 3%.

3.2. A dunaszekcsői teszterület

Dunaszekcső Baranya megyében található. Az Alföld nagytáj, a Dunamenti-síkság középtáj, ezen belül a Mohács-sziget kistáj része. A kistájra a 85-143 méteres tengerszint feletti magasság jellemző. Dunaszekcsőnél a löszös hordalékkúp-síkság meredek, 15-20 m-es parttal érintkezik a Dunával. A kb. 70 m mélységig húzódó üledékösszlet a pleisztocén korban képződött. 70-95 méter között a pliocén korban lerakódott üledék, míg 95 métertől pannon agyagos és homokos képződmények találhatók (Hum és Sümegi, 2001). A partfal folyam feletti, valamint azzal közvetlenül érintkező részig olyan felső-pannóniai felületre települt negyedidőszaki laza üledékekből épül fel, melyek közül a lösz jelenléte meghatározó (Dövényi, 2010).

A területen 2008.02.12. – 2008.02.17. között látványos csuszamlás alakult ki, mely akkora volt, hogy a lecsúszott talajból rövid időre egy kisebb szigetrész jött létre a Dunában (16. ábra).

16. ábra. *A lecsúszott rész és a lecsúszott talajból kialakult ideiglenes sziget*

(forrás: szerző)

Éghajlatát tekintve a térséget a meleg, mérsékelten száraz éghajlat jellemzi. Az évi középhőmérséklet: 10,7-10,8 °C között van, a napfényes órák száma 2010-2030 között változik. Az évi csapadékösszeg 610-630 mm. Ariditási indexe 1,12-1,15. Évi átlagos párolgás 606 mm. Leggyakrabban ÉNy-i szélirány jellemzi. A terület hidrológiai tulajdonságait alapvetően befolyásolja a Ny-i oldalon található Duna főmedre (Hum és Sümegi, 2001; Dövényi, 2010)

A Dunaszekcsői löszfal 1988 óta természetvédelmi területnek számít (27/1988.(VII.10) KTM rendelet). A területet szintén negyedidőszaki löszös képződmények építik fel. A Duna ezen a területen már nem érintkezik a magasparttal, elhagyta a fal lábát és folyóvízi üledéket rakott le (Kleb és Schweitzer, 2001).

A partfalon a korábbi csúszások miatt felhagyott kertek állnak, melyekben dominálnak a gyümölcsfák, azonban az elmúlt években a bolygatás hiányában elszaporodott a gyalog akác (*Amorpha fruticosa*). A fásszárú növényzet százalékos megoszlása a területen, az általam készített vegetációs térkép alapján: bortermő szőlő (*Vitis vinifera*) 50%, gyalogakác (*Amorpha fruticosa*) 18%, barack (*Prunus persica*) 10%, cseresznye (*Prunus avium*) 8%, meggy (*Prunus cerasus*) 6%, alma (Malus domestica) 3%, körte (*Pyrus communis*) 2%, szilva (*Prunus domestica*) 2% és királydió (*Juglans regia*) 1%.

3.3. A hidegvíz-völgyi tesztterület a Soproni hegységben

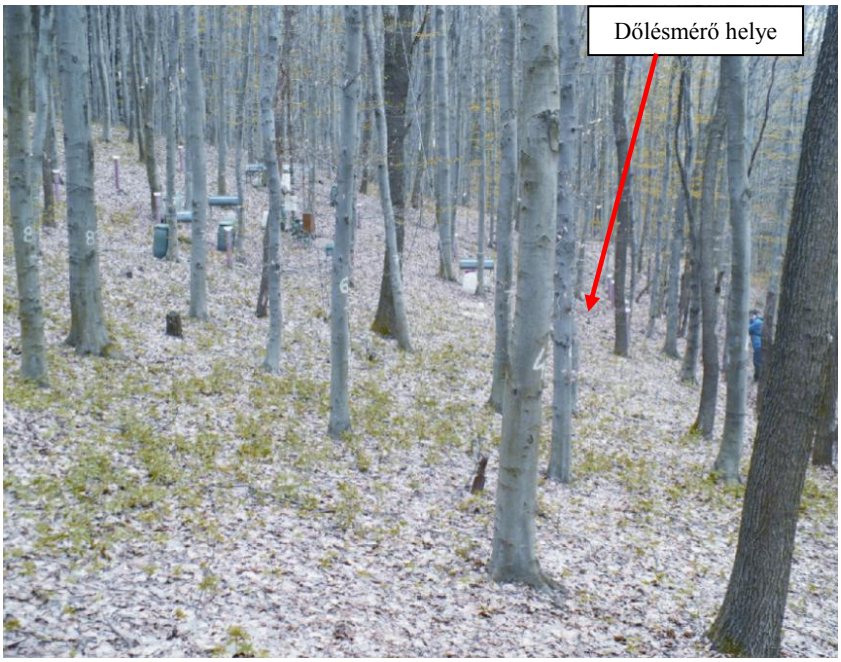
A Soproni-hegység Győr-Moson-Sopron megyében található. A Nyugat-Dunántúl nagytáj, az Alpokalja középtáj, ezen belül a Soproni-hegység kistáj része. Az Alpok kristályos övének legkeletibb felszíni képviselője. Besorolása: metamorf kőzetekből felépülő középhegység; neogén formákkal. A miocén környezetből kiemelkedő kristályos alaphegységet lapos dőlésű takarórészek építik fel (csillámpala, mely alatt gneisz majd újra csillámpala található). Mozgásuk É-ÉNy-i irányú, melyet a leukofillit megjelenése is bizonyít. A megsüllyedt területekre alpi eredetű üledék rakódott. A hegység átlagos tengerszint feletti magassága 410 méter. Talajának 82%-a savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj. A relatív magas csapadékmennyiség miatt, valamennyi patak bő lefolyású (Dövényi, 2010; Haas, 2010).

A területre a kúszás (talajkúszás) jellemző. Ez a tömegmozgás forma rendkívül lassú, szinte észrevehetetlen, mégis nagyon fontos, mivel ez a mozgásforma az éppen kioldódni „készülő” csuszamlások egyik legbiztosabb előjele lehet (Lóczy, 2008).

A hegység éghajlata szubalpin jellegű: a nyár nem túl meleg, a tél viszonylag enyhe, a csapadék bőséges. Az összes napfényes órák száma 1800 óra. Az évi középhőmérséklet 9 °C. Az éves csapadék mennyisége 700–900 mm (Király, 2004). Az uralkodó szélirány ÉNy az

átlagos szélsebesség a hegytetőn 14-16 km/h. A Soproni-hegység egész 4905 ha területe 1977.03.30-án teljes egészében tájvédelmi körzetté vált. A hegységet növényföldrajzilag a kelet-alpi flóravidék Ceticum flórajárásába soroljuk (Király, 2004). Két fő jellemző természetes erdőtársulásai a mészkerülő montán bükkösök és a gyertyános kocsánytalan tölgyesek.

A vizsgálati terület 510 m tengerszint feletti magasságban helyezkedik el és egy 15 %-os lejtésű ÉK-i kitettségű területen található. A jellemző növényzet a Nyugat-Dunántúli Szubmontán Bükkös (Cyclamini-Fagétum) (17. ábra). Az állomány erőteljes záródásának köszönhetően csak a bókoló fogasír (*Dentaria enneaphyllos),* az erdei galaj *(Galium sylvaticum)* és a kankalin (*Primula vulgaris)* található meg elszórtan, a talajt vastag avar takarja. Az állományokban a bükk *(Fagus sylvatica)* egyik állandó kísérője a gyertyán (*Carpinus betulus*), a másik elegy fafaj a kocsánytalan tölgy (*Quercus petraea*), amely szálankét jelenik meg. Elegyarányuk azonban csekély, ezért az állomány leginkább elegyetlen bükkösnek tekinthető. A területen a helyi erdészet által egyidőben elültetett fák állnak így, koruk, magasságuk és gyökérzetük is hasonló nagyságú.



17. ábra. *A soproni vizsgálati terület*

(forrás: szerző)

4.Vizsgálati módszerek és adatok

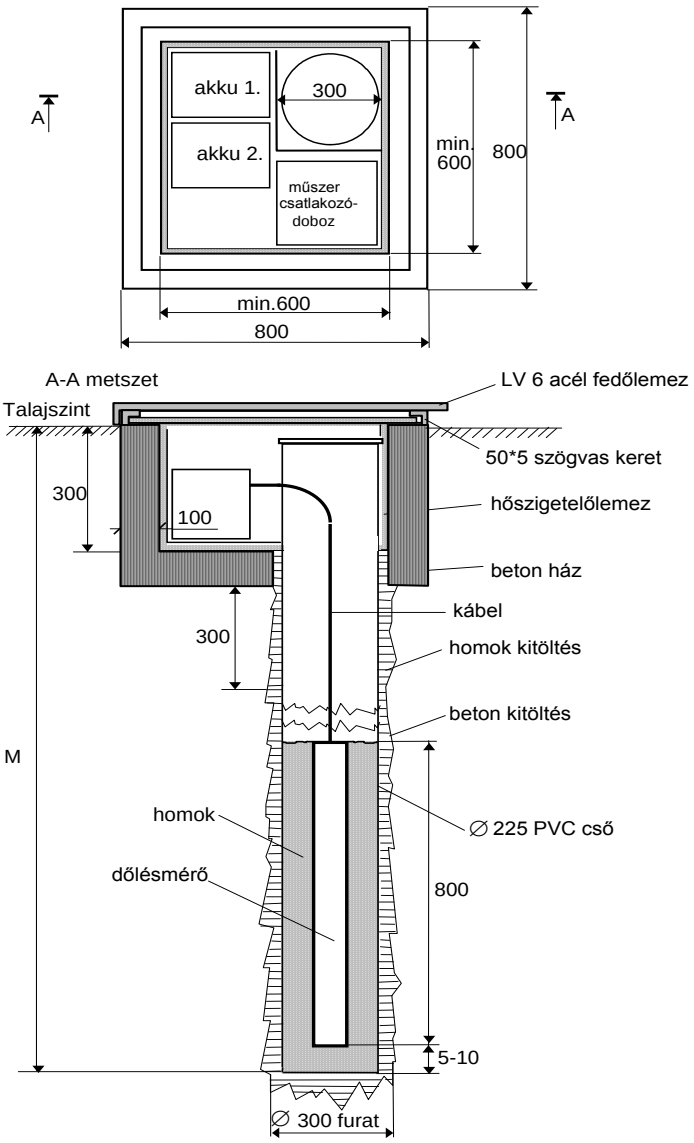
4.1. Dőlésmérés

Mindhárom vizsgálati területen nagyérzékenységű (± 0,1 μradián) fúrólyuk dőlésmérővel regisztrálják a lejtők dőlését. Az Applied Geomechanics Inc. Model 722A fúrólyuk-dőlésmérők érzékelője kétkomponensű folyadéklibella, amelynél a buborék elmozdulását ellenállásos mérőátalakító érzékeli. A folyadéklibella a hozzátartozó elektronikus egységgel együtt egy 0,85 m hosszú és 54 mm átmérőjű vízmentesen lezárt rozsdamentes acélcsőben helyezkedik el. A műszer egy 0,1 °C pontosságú hőmérővel rendelkezik, mely alkalmas a fúrólyuk hőmérsékletének mérésére. A dőlésmérő két méréshatárral rendelkezik és az analóg kimenőjelet közvetlenül vagy egy szűrőn keresztül szolgáltatja.

A műszert 2 m mély 30 cm átmérőjű PVC csővel bélelt fúrólyukban helyezték el. A PVC cső és a fúrólyuk közötti kapcsolatot betonkiöntés biztosítja, amelyet a hővezetés csökkentése érdekében a felszín közelében homokfeltöltés helyettesít. A dőlésmérőt a fúrólyukban homokdöngöléssel rögzítik. Az adatgyűjtő, az akkumulátorok és a csatlakozóegység egy a földben elhelyezett, lezárható acél ládában helyezkednek el. A belülről hungarocellel hőszigetelt láda foglalja magába a fúrólyuk felső nyílását is (18. és 19. ábra).

18. ábra. *A soproni teszterületen telepített dőlésmérő és tartozékai*

(forrás:szerző)



19. ábra. *A fúrólyuk dőlésmérő elhelyezkedése a fúrólyukban*

(az értékek mm-ben értendők)

(forrás: Mentes, 2003.)

Dunaföldváron a dőlésmérők úgy helyezkednek el, hogy a +y irányú dőléskomponens a Dunára merőleges (keleti irány), míg a +x komponens a Dunával párhuzamos (déli) irányba mutat. Dunaszekcsőn és a Soproni-hegységben a dőlésmérő tájolása a fúrólyukban olyan, hogy a +*y* irányú dőlés északi irányba mutat, a +*x* irányú dőlés pedig keleti irányú elmozdulást jelent. Valamennyi dőlésmérővel óránként egy adatot mértünk. Az adatgyűjtő kiolvasása és az akkumulátorok cseréje havonta történt.

4.2. Meteorológiai és hidrológiai adatsorok

Dunaföldváron és Dunaszekcsőn a napos csapadékösszegek, valamint a napi átlagos léghőmérséklet értékek álltak rendelkezésemre. Az adatok a Belügyminisztérium Vízügyi Főigazgatóság Vízügyi Honlapjáról (vizugy.hu) származnak.

A Soproni-hegységben órás adatokat használtam, melyeket a Nyugat-magyarországi Egyetem tulajdonában lévő Sopron 171 G erdőrészletben kialakított meteorológiai mérőállomáson mértek. A mérőtornyon (20. ábra) öt szinten helyezkednek el műszerek: 30 méteren, 23 méteren, 19 méteren, 14 méteren és 2 méteren.

A különböző szinteken a következő paramétereket mérik:

- 30 méteren: sugárzási egyenleg, levélfelszín hőmérséklet, szélirány, szélsebesség, hőmérséklet és páratartalom
- 23 méteren: globálsugárzás, fotoszintetikusan aktív sugárzás, szélsebesség, hőmérséklet, páratartalom
- 20 méteren: csapadék
- 19 méteren: fotoszintetikusan aktív sugárzás, szélsebesség, hőmérséklet, páratartalom
- 14 méteren: szélsebesség, hőmérséklet, páratartalom
- 2 méteren: fotoszintetikusan aktív sugárzás, szélsebesség, szélirány, hőmérséklet, páratartalom, hómagasság

A tornyon kívül mérik még a talaj menti és a talajhőmérsékletet +5, 0, -5, -10, -20, -50, -100 centiméteren és a talajnedvességet -10,-20,-30,-40,-60,-100 centiméter mélységben.

20. ábra. *A vizsgálati területen elhelyezett intercepciós mérőedényekés a mérőtorony felső szintjeinek szenzor-konzolai*

(forrás: szerző)

A különböző vizsgálati területeken nemcsak különböző típusú, hanem különböző időtartamú adatsorok álltak rendelkezésemre. Dunaföldváron 2002-től napjainkig vannak dőlési adatsoraim, Dunaszekcsőn 2007-től mérik a dőlési értékeket mind a mai napig. Sopronban a vizsgálatok 2008. júliustól 2009. októberig tartottak.

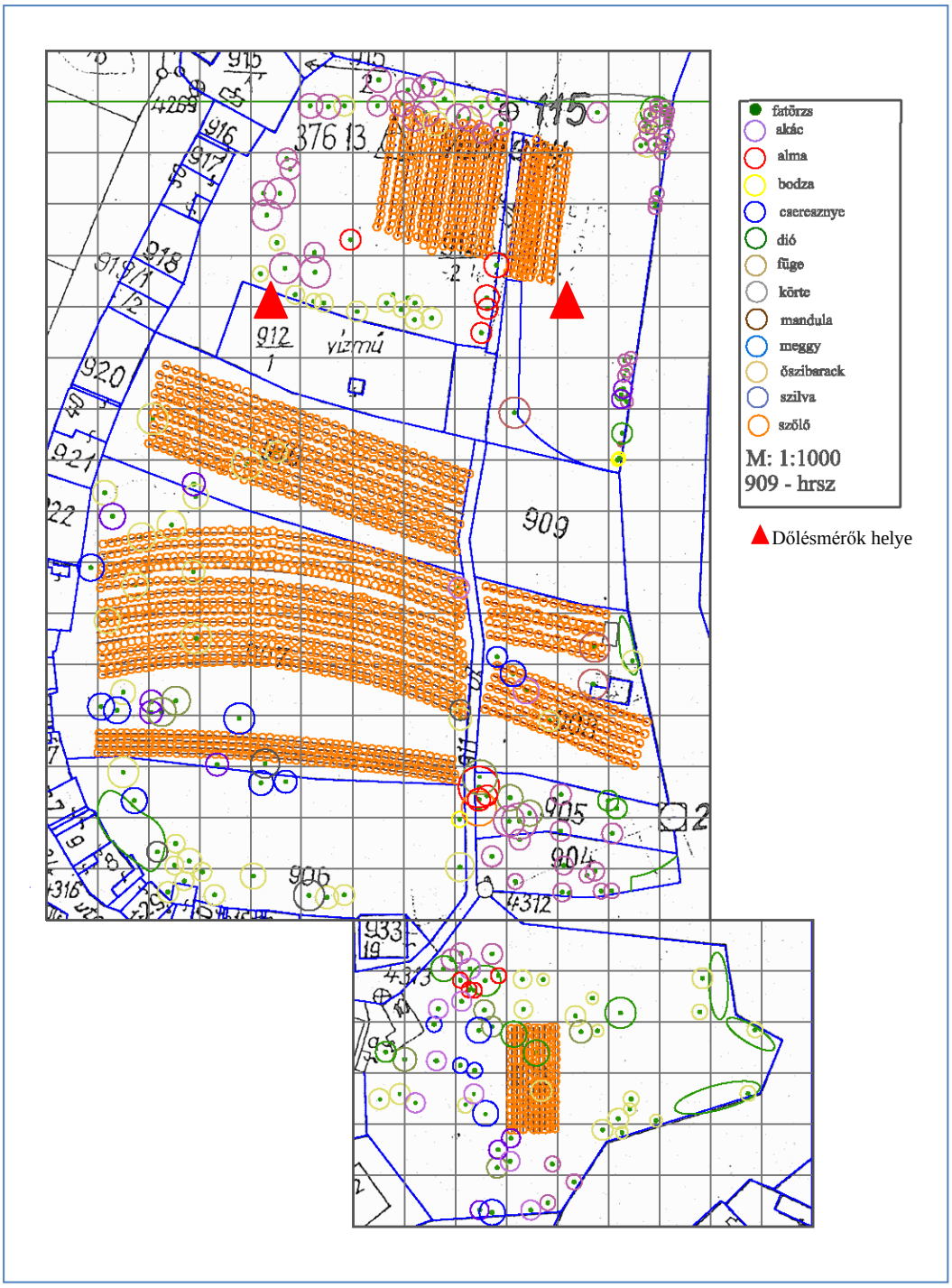
4.3. A mért dőlési, meteorológiai és hidrológiai adatok kiértékelése

A kutatások során a két Duna menti területet, ill. a soproni területet külön vizsgáltam, mivel az időtartam, a mintavételezés sűrűsége, valamint a mért meteorológiai és hidrológiai paraméterek száma is különböző. Dunaföldváron, a partfal tetején telepített dőlésmérő adatsorát, míg Dunaszekcsőn, az instabil részen mérő műszer adatait használtam. A választás oka egyrészről az volt, hogy a mozgásban lévő részeken (partfal teteje, ill. az instabil részek) mért dőlési értékek változását figyelemmel kísérjem, másrészről ezeken a részeken a legnagyobb a növényzet borítottsága, és így hatását a lejtőre ezen adatsorokból tudom legjobban vizsgálni. A Duna menti területeken leginkább a mért és számított paraméterek alapján következtettem a lejtőre gyakorolt hatásokra, amíg a soproni területen, a különböző meteorológiai és hidrológiai paraméterek közvetlen önálló, valamint a növényzeten keresztüli hatását is kimutathattam.

A Duna menti területeken kiszámítottam a napi legkisebb és legnagyobb dőlési értékből a napos dőlési amplitúdó értékeket. A területen található növényzet hatásának vizsgálatához elkészítettem mindkét terület vegetációs térképét, melyeken jelöltem a különböző növényegyedek pontos helyét, faját és koruk (méretük) alapján gyökérzetük elméleti nagyságát (Magyar, 1961; Führer et al., 2003, Simon, 2004; Rédei et al., 2011; Orosz, 2013) (21. és 22. ábra). A felmérés során a terület térképét 10×10 méteres négyzetekre osztottam, mely beosztást a területen facölöpökkel jelöltem. Ezen a négyzetrács-hálózaton belül mértem fel és jelöltem a faegyedek helyét. A munkámhoz csak a fásszárú vegetációt vizsgáltam. A lágyszárú vegetációt a terület nagysága miatt nem vettem figyelembe. Mindkét terület aljnövényzete sűrű, szinte mindenhol teljesen befedi a talajt. Ezért használtam a vizsgálatok során a transzspirációt és az evaporációt elhanyagolhatónak tekintettem.

Az így elkészült vegetációs térképek, és a hozzá felhasznált adatok, nem csak az ebben a pontban leírt eredményeim, hanem a dolgozatomban majd később bemutatásra kerülő Fuzzy-rendszeren alapuló osztályozási módszer kidolgozásának alapjául is szolgáltak.

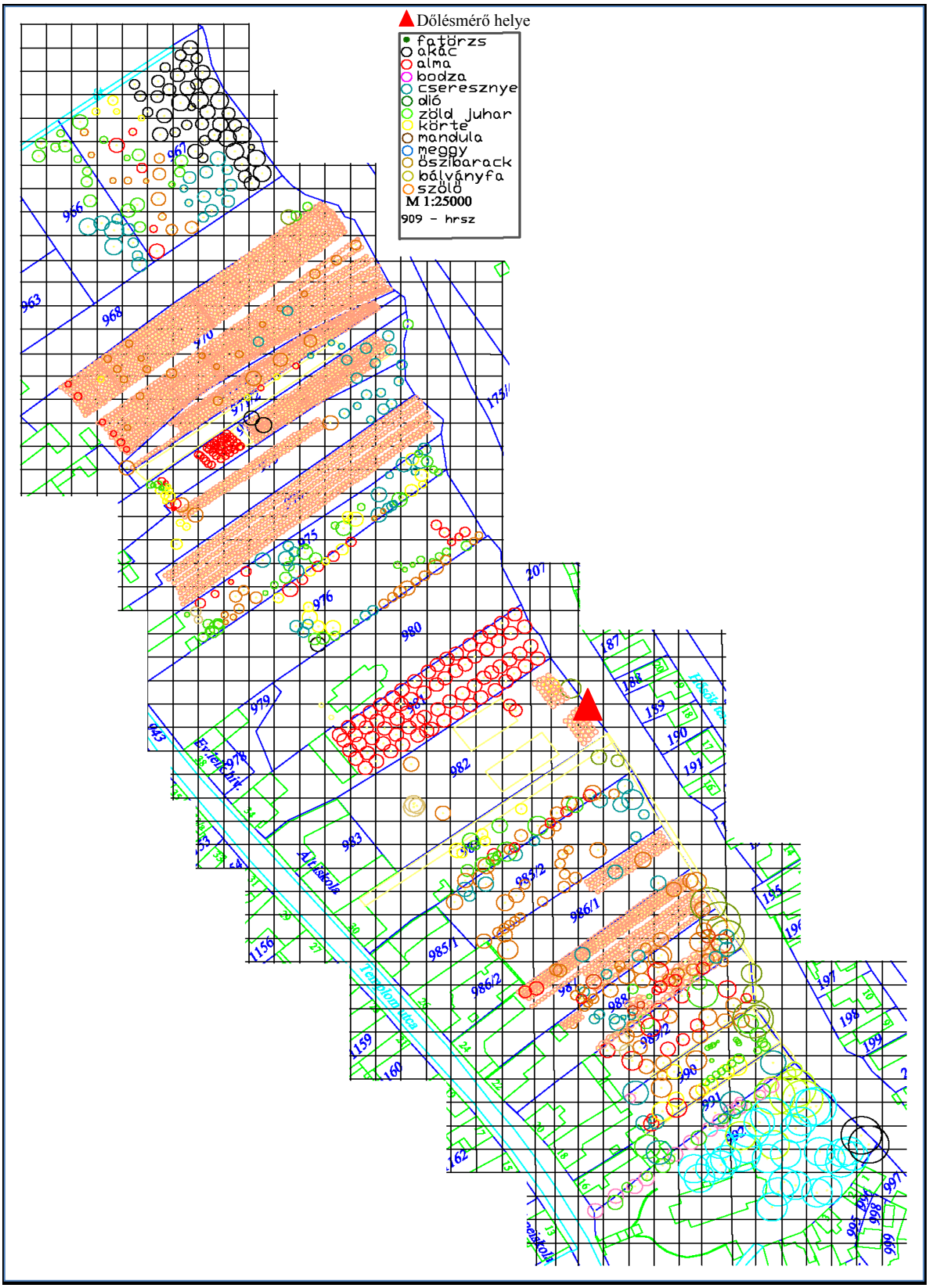
10.13147/NYME.2015.023



21. ábra. *Vegetációs térkép a dunaszekcsői teszterületen*

(Egy négyzet 10×10 méteres területet jelöl
A különböző sugarú körök az életkornak és fajnak megfelelő elméleti gyökérzet nagyságát jelölik.)

10.13147/NYME.2015.023



22. ábra. *Vegetációs térkép a dunaföldvári tesztterületen*

(Egy négyzet 10×10 méteres területet jelöl
A különböző sugarú körök az életkornak és fajnak megfelelő elméleti gyökérzet nagyságát jelölik.)

Meghatároztam a vizsgálati terület teljes fásszárú növényzetének párologtatását. Ennek kiszámításához a Thornthwaite-módszert alkalmaztam (5) (6) (7). E módszernél a Potenciális-evapotranszspiráció (továbbiakban PET) kiszámításához csak a havi átlagos léghőmérséklet adatokra van szükség (Rey, 1999):

$$PET = 16\left(\frac{10T}{I}\right)^{a}, \qquad [\text{mm/hó}] \qquad (5)$$

ahol PET a potenciális evapotranszspiráció [mm/hó], T a havi középhőmérséklet [°C], I a hőindex [°C] , amely az alábbi képlettel számítható:

$$I = \Sigma\left(\frac{T}{5}\right)^{1,514}. \qquad [°C] \qquad (6)$$

Az a kitevő pedig az alábbi képlettel határozható meg a hőindex segítségével:

$$a = 0{,}000000675 \cdot I^3 + 0{,}0000771 \cdot I^2 + 0{,}01792 \cdot I + 0{,}49239 \ [°C] \quad (7)$$

A Thornthwaite-módszert ma már egyre kevésbé használják, mivel a számításnál nem veszi figyelembe a levegő páratartalmát, a szélsebességet, a sugárzási értékeket stb.. Ennek ellenére kevés meteorológiai adat (esetemben a levegő hőmérséklete) esetén, ill. különböző területek párologtatásának összehasonlítására kiváló, és ilyen módon ma is számos esetben alkalmazzák.

A soproni vizsgálati területen mért sokféle paraméter adta lehetőséggel élve komplexebb képet kaptam a lejtőre ható környezeti tényezőkről. Ennek segítségével a vegetáció hatását nemcsak közvetve, hanem közvetlenül, valamint a hidrológiai és meteorológiai folyamatoknak nem csak direkt, hanem az egymást módosító és a növényzeten keresztüli hatásait is vizsgálni tudtam. A mért paraméterek közül, a szélsebesség és szélirány, a csapadék, a léghőmérséklet, a fúrólyuk hőmérséklet, a talajnedvesség és a napsugárzás órás adatsorait használtam vizsgálataimhoz. A fenti adatokból számítottam a talajvíztartalom és a párologtatás értékét is.

A területen különböző mélységekben (0,1, 0,2, 0,3, 0,4, 0,6, 1 méter) regisztrálják a talajnedvesség változását, amiből a gyökérzónában (1 méteres mély talajtérfogat) lévő talajvíztartalom órás értékét számítottam Euler módszer segítségével (8) (IAEA, 2008):

$$W_{rz} = \Theta_{v1}\, d_1 + \Theta_{v2} d_2 + ... + \Theta_{vi} d_i \qquad [\text{mm}] \quad (8)$$

,ahol Θ_{vi} a talajnedvesség „i” talajmélységben és d_i a talaj vastagsága a különböző mélységben mérő szenzorok között.

A növényi életfolyamatok modellezéséhez az evapotranszspiráció értékét használtam a területen, melynek nagyságát Penman-Monteith módszer segítségével számítottam. A már meglévő Penman egyenletet (Penman, 1953), Monteith (1965) fejlesztette tovább növényzettel fedett területekre. A Dunaföldváron és Dunaszekcsőn használt Thornthwaite módszerrel szemben a Penman-Monteith már figyelembe veszi többek között, a terület sugárzási egyenlegét, a levegő mozgását és nedvességtartalmát is, így pontosabb képet ad az adott terület párologtatási viszonyairól. A terület felszínét teljes egészében beborítja a lehulló falevelek és a lágyszárú aljnövényzet. Így a talaj párologtatása (evaporáció) nagymértékben elnyelődik a szerves fedőrétegben. Ennél fogva vizsgálataimnál a talaj párologtatását itt is elhanyagolhatónak tekintettem.

Az egyenlet kiszámításához felhasználtam a vizsgált terület, sugárzási, légnedvességi, levegő hőmérsékleti és a szélsebességi adatait. A Penman-Montheit egyenlet (9) (Allen et al., 1998):

$$ET_0 = \frac{1}{\lambda} \cdot \frac{\Delta \cdot (Rn - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot (\frac{e_s - e_a}{r_a})}{\Delta + \gamma \cdot (1 + \frac{r_s}{r_a})} \qquad [mm/nap] \qquad (9)$$

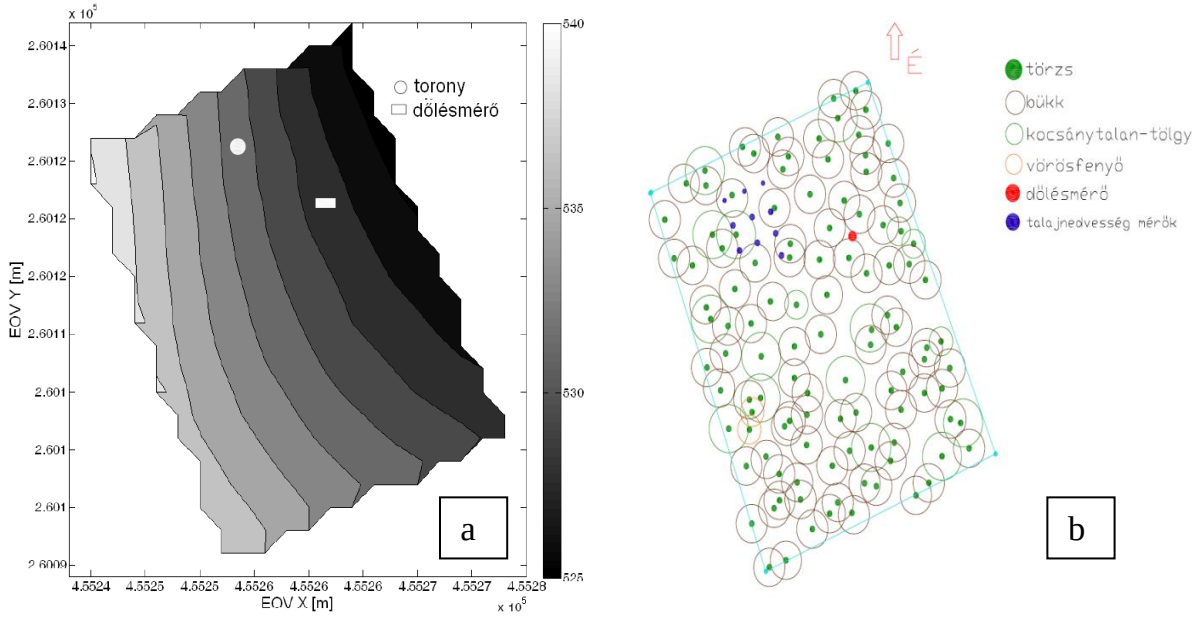
ahol; ET_0 evapotranszspiráció [mm/nap], λ látens hő 2,45 [MJ kg^{-1}], Δ telítettségi gőznyomás adott T levegő hőmérsékleten [kPa $°C^{-1}$], R_n a sugárzás [MJ m^{-2} d^{-1}], G a talaj hősugárzása [MJ m^{-2} d^{-1}], (e_s-e_a) levegő gőznyomása, ρ_a a levegő sűrűsége konstans nyomáson, [kPa $°C^{-1}$], c_p a levegő fajhője konstans nyomáson $1{,}013 \cdot 10^{-3}$ [MJ $kg^{-1}°C^{-1}$], e_s a telített gőznyomás [kPa], e_a az aktuális gőznyomás [kPa], γ a pszikrometrikus konstans [kPa $°C^{-1}$], r_s a felszín súrlódása [s m^{-1}], r_a az aerodinamikai súrlódás [s m^{-1}].

Az evapotranszspiráció kiszámításához napos (24 órás átlag) adatokat használtam, amihez a 23 méteren mért sugárzást, a levegő hőmérsékletét, a légnedvességet, valamint a 2 méteren mért szélsebesség adatsorát használtam fel.

A soproni vizsgálati terület egy kis része egy nagy erdőterületnek, így a fák felfogó hatása miatt a szél hatása kisebb mértékben érvényesülhet, mivel lecsökkentik annak sebességét. Ezáltal lehetőség nyílik a fákon keresztüli szélhatás kimutatására a lejtőn. Vizsgálataimhoz a 14 méteren és a 19 méteren mért szélsebesség átlagát használtam fel, így figyelembe vettem a fák által módosított szél (14 méter) és a zavartalan (19 méter) szél hatását, mivel a területen álló faegyedek átlagos magassága 18 méter, vagy annál kisebb. A

keleti és északi szélkomponenst az átlagos szélsebességből és a mért szélirány értékekből adtam meg, ezért közvetlenül összekapcsolhattam a dőlési komponensekkel.

A területen mérőállomás és GPS segítségével felmértük az egyes faegyedek pontos helyét és faját. A mért adatokat Digiterra programmal dolgoztam fel és az ebből kapott EOV koordinátákat felhasználva, MATLAB programmal előállítottam a lejtő meredekségét szemléltető Digitális terepmodellt (23/a. ábra), valamint a korábban Dunaföldváron és Dunaszekcsőn leírt módon vegetációs térképet készítettem (23/b. ábra).



23. ábra. *A lejtő digitális terepmodellje EOV koordináták alapján (a), valamint a terület vegetációs térképe (b)*

Mindhárom területen a dőlési regisztrátumokat alul- vagy felüláteresztő szűrővel szűrtem, a vizsgálandó jelenség frekvenciájának megfelelően. Aluláteresztő szűrő a mérési adatsorban a határfrekvenciánál nagyobb frekvenciájú komponenseket vágja, míg az alacsonyabbakat áteresztí. Ezzel szemben a felüláteresztő szűrő a mérési adatsorban az adott határfrekvenciánál kisebb frekvenciákat vágja, a nagyobbakat ereszti át. Így külön tudtam vizsgálni a hosszúperiódusú, és a napos elmozdulásokban bekövetkező változásokat is.

A mért, ill. a szűrt adatsorokat különböző statisztikai módszereknek vetettem alá, hogy a paraméterek közvetlen és a növényzeten keresztüli hatását vizsgálhassam. Annak érdekében, hogy kimutathassam, mely paraméternek van a legnagyobb hatása a lejtő stabilitására főkomponens analízist alkalmaztam, mely a többváltozós adatelemzés egy gyakran használt matematikai eljárása. Célja, a változók csökkentése. Jelen esetben a különböző paraméterek

(jelek) varianciájából kiadja a program azt, amelynek a legnagyobb a varianciája. A legnagyobb varianciájúnak lesz a legnagyobb a hatása. A környezeti paraméterek és a dőlési értékek közötti kapcsolat kimutatására Pearson korrelációt és Spearman rangkorrelációt alkalmaztam. A kapcsolat szorosságát célszerű egy mérőszámmal jellemezni. Nagyon sok ilyen mérőszám létezik, ezek közül a legelterjedtebb az ún. korrelációs együttható, vagy Pearson-féle korrelációs együttható. Ez az együttható mérések közötti lineáris kapcsolat szorosságát méri, míg a Spearman rangkorreláció azt vizsgálja, hogy két sorozat együtt változik-e. Ha az egyik sorozat nő, a másik csökken, akkor a rangkorrelációk negatívak lesznek. A többváltozós lineáris regresszió egy függő változó (Y) és kettő vagy több független változó (magyarázó változó) (X_1, X_2, ..., X_i) közötti kapcsolat leírására szolgál. A független változóknak a függő változóra vonatkozó prediktív képességét mutatja. Választ próbál adni arra, hogy a független változók egységnyi változása, a függő változó milyen mérvű megváltozását vonhatja maga után.

A dunaföldvári és dunaszekcsői adatokat Microsoft Excel program segítségével dolgoztam fel. A hidegvíz-völgyi adatok feldolgozását Microsoft Excel, míg kiértékelését MATLAB program megfelelő függvényei segítségével végeztem. A Hidegvíz-völgyi ábrák egy részét MATLAB-ban készítettem. A bevezetésben általam készített ábrákhoz AutoCad 2008 programot használtam.

4.4. A növényfajok osztályozása

Az osztályozáshoz a dunaföldvári és dunaszekcsői tesztterületeket vettem figyelembe. Egyrészről mert hasonló növényfajok találhatók mindkét területen, másrészről azért, mert ma is jól látható jelei vannak a földcsuszamlásoknak, így vizsgálatom eredményeit ellenőrizni is tudtam. Ehhez terepi megfigyeléseim, a korábban kialakult dőlések nyomai és a dőlésmérők által regisztrált kiugró értékek helye nyújtott segítséget.

Olyan matematikai módszert kellett választanom, melyben lehetőség nyílik arra, hogy ne csak a jó és rossz éles határát tudjam meghúzni, hanem köztes lehetőségek is rendelkezésemre álljanak a különböző tulajdonságok esetében. A kétértékű logika (Boole algebra) mellett az ókortól kezdve felmerült a három-, ill. a többértékű rendszer használata iránti igény, amelyben az igaz és hamis értékek mellett megjelenik az eldönthetetlen értéke. A fuzzy logika alapja az ún. fuzzy, vagyis elmosódott halmazok. A jól ismert halmazokkal szemben, (amelyekben egy elem vagy a halmazhoz tartozik vagy nem) egy fuzzy halmaznál az elem részben is tartozhat a halmazhoz. Olyan tulajdonságokat képesek leírni, amelyeket nem lehet jellemezni a kétértékű logikával. A végtelen értékkészletű logika halmazelméleti aspektusa Lotfi A. Zadeh

professzor ötlete volt, aki munkáiban egyértelműen lefektette az elmélet alapjait (Zadeh, 1965). A módszerhez a MATLAB program Fuzzy Logic Toolbox-át alkalmaztam

Legyen $X \neq \emptyset$ egy tetszőleges halmaz. Az X alaphalmazon értelmezett „A" fuzzy halmaz, mint rendezett párok halmaza (11)

$$A = \{x, \mu A(x) | x \varepsilon X\}, \qquad (11)$$

A halmazhoz tartozás fokát az úgynevezett tagsági függvény $(\mu_A(x))$ adja meg, mely fuzzy halmaz elemeihez egy nulla és egy közötti valós számot rendel hozzá.
Definíciója:

$\mu_A(x)$:X→[0.1] úgy, ha

$\mu_A(x)$ =1: x A-ba tartozik

$\mu_A(x)$ =0 x nem tartozik A-ba

$\mu_A(x_1) > \mu_A(x_2)$: x_1 jobban bele tartozik A-ba, mint x_2

A fuzzy következtetéseknél adott bemeneti értékekből a fuzzy logika mentén kimeneti értéket képzünk. Két rendszert ismerünk a fuzzy logikában az egyik a Mamdani- a másik a Takagi-Sugeno-típusú rendszer. Az előző széles körben használatos, így kutatásaimhoz is ezt a típust választottam. E. H. Mamdani (Borgulya, 1998) a Zadeh-féle módszert átalakította egy alacsonyabb számítási igényű és a gyakorlatban is jobban használható módszerré. Így tökéletes módszernek bizonyult ahhoz, hogy az eddigi ismereteim alapján a különböző növényfajokat osztályozhassam különböző tulajdonságaik alapján, hogy segítik, vagy éppenséggel gátolják a csuszamlást kialakulásának lehetőségét.

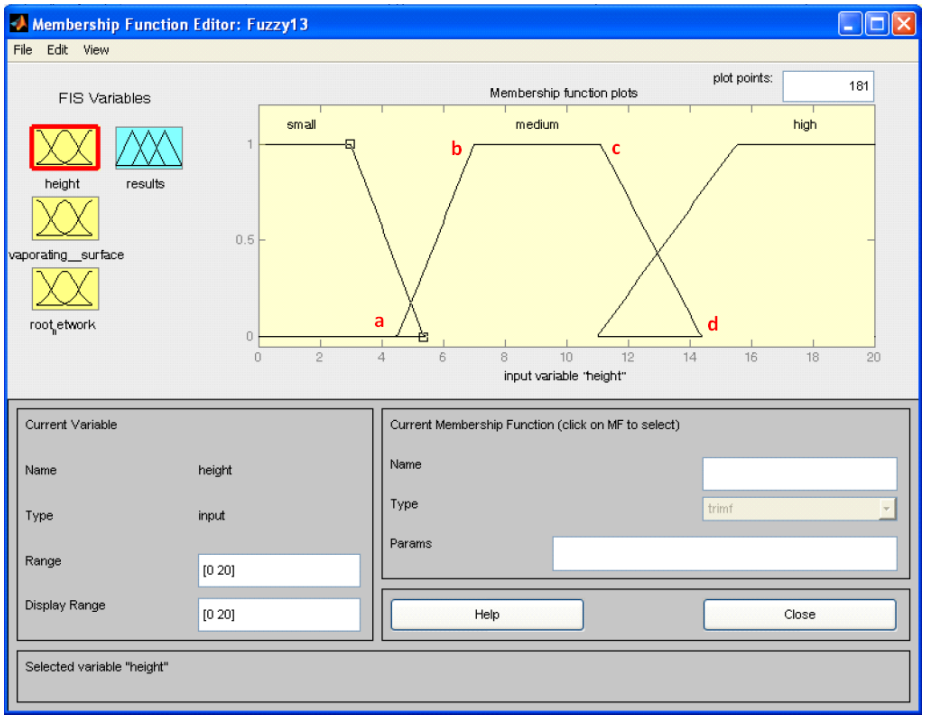
A folyamat öt jól elkülöníthető lépésből áll:

1. Bemeneti változók megadása és fuzzyfikálása
2. Fuzzy operátorok alkalmazása
3. Következtetés HA-AKKOR szabályok segítségével
4. Konklúziók egyesítése
5. Defuzzyfikálás

Első lépésként a bemeneti változók megadása a feladat, melyhez a legtöbben (így jómagam is) a trapéz-formát alkalmazzák (12) (24. ábra).

$$\int trapéz(x;a,b,c,d) = \max\left(\min\left(\frac{x-a}{b-a},1,\frac{d-x}{d-c},\right),0\right), \qquad (12)$$

ahol „a” és „d” adják a trapéz lábait „b” és „c” a vállait. A trapézok nem feltétlenül szimmetrikus formájúak.



24. ábra. *Az input adatok megadása trapéz-formával*

A következtetésekhez logikai operátorokat alkalmaztam, mely az ÉS, VAGY, ill. a NEGÁCIÓ (unió, metszet és komplementer) halmazelméleti logika analógiájára működik. Ebből több tagsági függvény jön létre, melyekből egy igaz értéket állít elő a program. A következtetés során az input értéke az előtagból a logikai operátorok használatával kapott igaz érték, a kimenő érték pedig egy fuzzy halmaz lesz. A művelet végére egy szabályból egy következtetés származik. Ezután a fuzzy halmazokat egyetlen fuzzy halmazzá egyesíti a program. Ez az egyesítés a fuzzy halmazok súlyozásából adódik. A defuzzyfikálás segítségével az egyesített halmazból egyetlen éles értéket kapunk. Munkám során a számos lehetőség közül a középponti kalkulációt alkalmaztam, amely a legtöbbet használt, legelterjedtebb és a függvény súlypontját adja meg (13).

A deffuzyfikált érték:

$$y = \frac{\int_R xA(x)dx}{\int_R A(x)dx} \quad , \qquad (13)$$

Ahol:

X=R

A: X alaphalmazon értelmezett fuzzy halmaz

$A(x)=\mu_A(x)$: x hozzátartozási értéke az A fuzzy halmazhoz

A kutatás során a deffuzyfikált érték 0 és 3 közé eső szám, amellyel a három kategóriát adtam meg attól függően, hogy a növényzet milyen hatással van a stabilitásra (negatív, semleges, pozitív). Az eredményeket Gauss-görbék segítségével ábrázoltam.

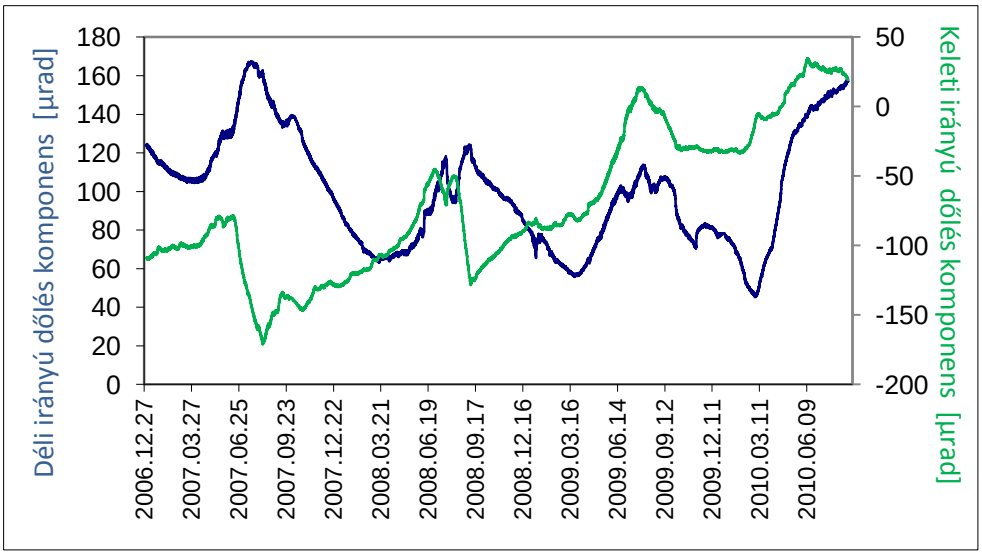
5. Kutatási eredmények

5.1. A dunaföldvári és dunaszekcsői tesztterület eredményei

A Dunaföldváron regisztrált nyers adatsor egy részletét (2006.12.27.-2010.06.10.) mutatja a 25. ábra, míg a 26. ábra a Dunaszekcsőn mért nyers adatsorokat ábrázolja a teljes vizsgálati időszakban (2007.11.04.-2011.04.20.). A diagramokban a pozitív irányba menő görbék keleti, ill. északi irányú dőlést, míg a negatív irányba menő görbék nyugati, ill. déli irányú dőlést jelentenek. Mindkét terület adatsorán látható egy éves tendencia, mely során a tavaszi időszakban a dőlési értékek növekednek, majd a ősz eleji időszaktól fogva csökkennek és a téli időszakban a legkisebbek. Ez a tendencia megegyezik a növényzet aktív időszakával. ami a lombfakadástól a termésérésen át egészen a lombhullásig tart.

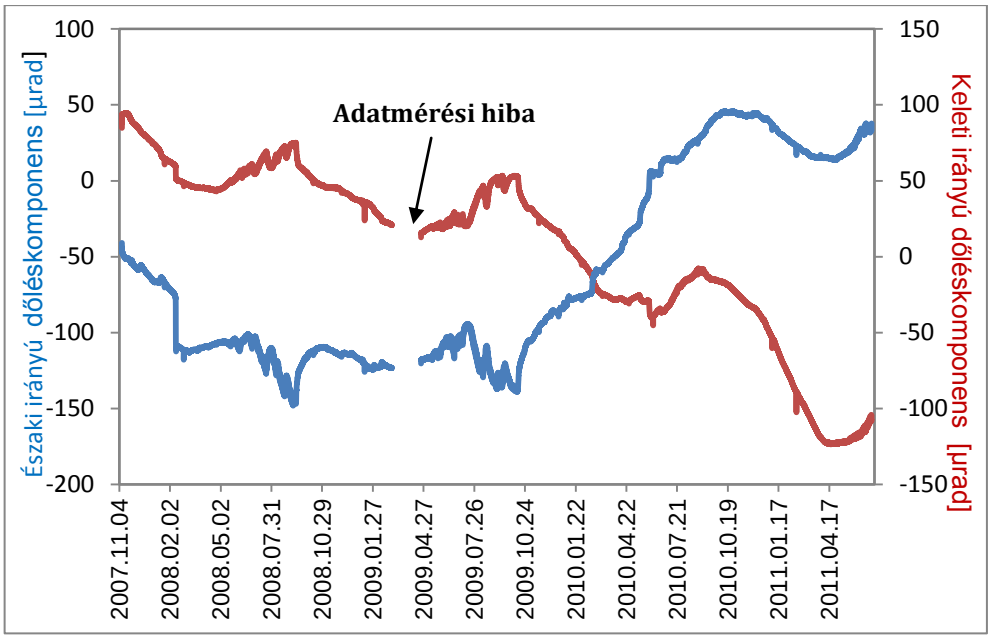
A 27. és 28. ábra az eredő dőléseket ábrázolja, melyen a keleti dőlés adatsor függvényében ábrázoltam a déli dőlés adatsort. Látható, hogy mindkét területen a dőlés lassú és folyamatos, azonban különböző zavaró folyamatok befolyásolják.

Az eredő (dőlés) mozgás a mérés kezdőidőpontjából a végső időpontba mutató vektor. Az idősorokból és a 27. és 28. ábrákból is jól látható, hogy a dőlésértékeken szezonális, meteorológiai hatások is vannak, ezért a dőlés hosszúidejű trendjének megállapítása céljából meghatároztam a regressziós egyenest, amelynek iránytangense megadja az eredő dőlés irányát, kiszűrve a szezonális és egyéb változásokat. Ez alapján, Dunaföldváron egy hosszú közel keleti irányú (Dunára merőleges) dőlés, míg Dunaszekcsőn a hosszúidejű dőlés délkeleti irányú (közel merőleges a Dunára).



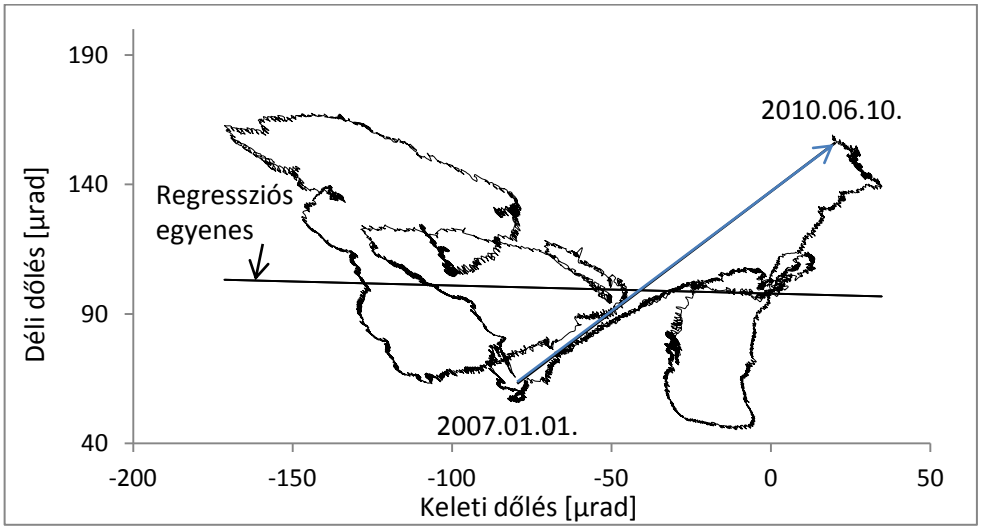
25. ábra. *Nyers adatsor Dunaföldvár 2007.01.01.től 2010. 06.10. között*

(A pozitív irányba menő görbék keleti, ill. északi irányú dőlést, míg a negatív irányba menő görbék nyugati, ill. déli irányú dőlést jelentenek.)

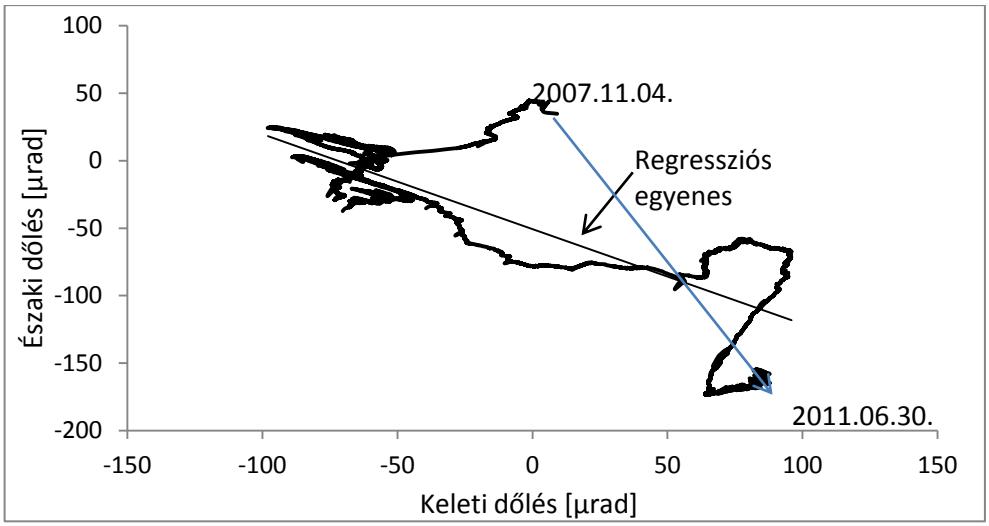


26. ábra. *Dunaszekcső nyers szűretlen adatsora 2007.11.04.-2011.06.30. között.*

(A pozitív irányba menő görbék keleti, ill. északi irányú dőlést, míg a negatív irányba menő görbék nyugati, ill. déli irányú dőlést jelentenek.)

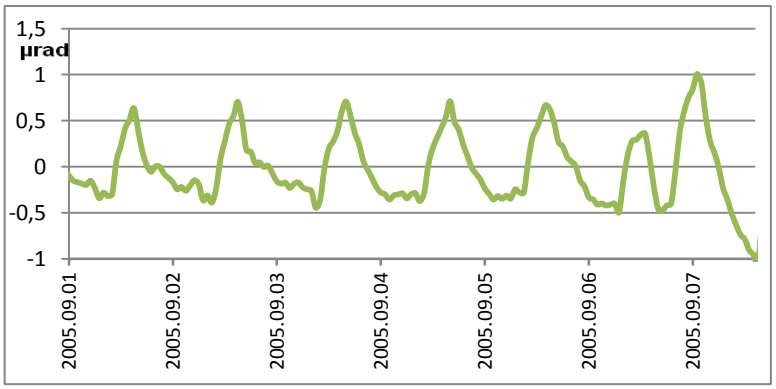


27. ábra. *Szűretlen eredő dőlés változása Dunaföldváron 2007.01.01.től 2010.06.10. között*



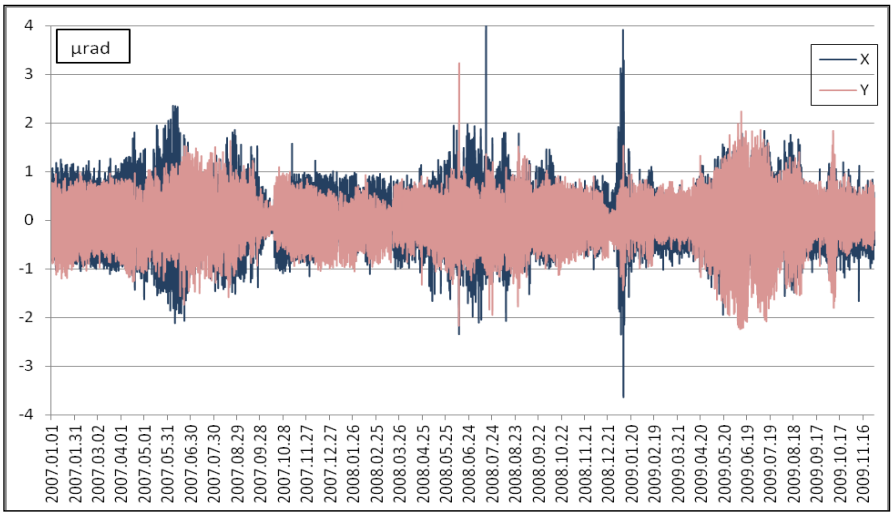
28. ábra. *Szűretlen eredő dőlés változása Dunaszekcsőn 2007.11.04.től 2011.06.30. között*

A napos – kis – változásokat vizsgálva a dőlési értékek mindegyik tesztterületen napos periódusú változásokat mutatnak. Példaképpen a 29. ábra egy egyhetes dőlési adatsort mutat be. Hasonló lefutású napos jeleket kapott Kümpel et al. (1996), amikor a nagycenki vízműkút mellett három dőlésmérővel regisztrálták a talaj dőlését, valamint a szivattyú be- és kikapcsolási idejét. A mérés során egy exponenciális fel-, lefutású görbét kaptak a talajdőlési értékek változására. A napos változások a felsőbb talajréteg vízháztartásával vannak kapcsolatban, amit közvetlen módon befolyásolnak a növényzet élettani folyamatai (vízfelvétel, párologtatás). Csapadékeseménykor a beszivárgás és felszívás folyamata tartja fenn, míg csapadékmentes időszakban a távolabbi talajrétegekből pótolja a növényzet a számára szükséges vízmennyiséget. Csapadékmentes időszakban a fa súlypontja is magasabban van felszíváskor, mint párologtatás után, ami elhúzhatja a talajt. Ez mind azt bizonyítja, hogy a napi változások kapcsolatban vannak a növényzet életfolyamataival. Ami azt mutatja, hogy a növényzet által okozott kismértékű talajvízszint ingadozások sekélymélységű, nagyérzékenységű fúrólyuk-dőlésmérőkkel sikeresen regisztrálhatók.



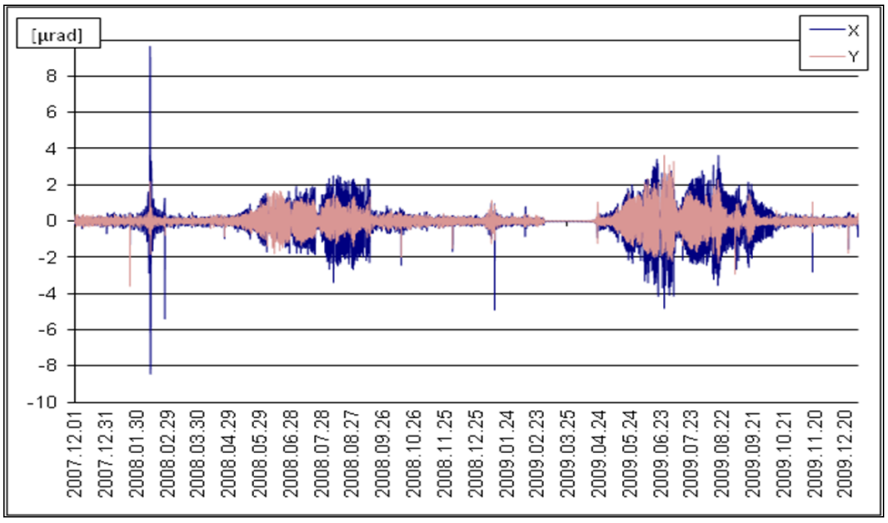
29. ábra. *Egy hetes dőlési regisztrátum (Dunaföldvár)*

Az adatokat a napi, rövidperiódusú mozgások tanulmányozása céljából egy 0,5 1/nap levágási frekvenciájú felüláteresztő szűrővel szűrtem. A Dunaföldváron 2007.01.01. és 2009.12.31. között mért keleti és északi irányú dőléskomponensek szűrt adatsorának egy részletét a 30. ábra, míg a Dunaszekcsőn 2007.12. 01. és 2010.07.31 között mért dőlésadatok teljes szűrt adatsorát a 31. ábra mutatja. A szűrt adatsorok dőlési amplitúdóinak vizsgálatakor is jól láthatók a nyári melegebb és szárazabb időszakokban növekvő, majd az őszi időszaktól csökkenő napi dőlés amplitúdók. A dunaszekcsői teszterületen 2008 februárjában mért nagyobb amplitúdók a 2008. február 12-én történt nagy csuszamlás elő-, és utómozgásai (Kaszás és Kraft, 2009).



30. ábra. *A dunaföldvári dőlés adatok szűrt adatsora 2007.01.01. és 2009.11.16. között*

(Az adatok 0,5 1/nap határfrekvenciájú felüláteresztő szűrővel szűrve.)



31. ábra. *A dunaszekcsői dőlés adatok szűrt adatsora 2007.12.01. és 2009.12.20. között*

(Az adatok 0,5 1/nap határfrekvenciájú felüláteresztő szűrővel szűrve.)

A teljes szűrt dőlésmérő adatsorokból meghatároztam – mindkét területre – a napi csúcsok átlagát havi bontásban. Az 2. táblázat a Dunaföldváron kapott havi átlagértékeket és az azokhoz tartozó szórásértékeket, míg a dunaszekcsői tesztterületre számított értékeket a 3. táblázat tartalmazza. Az eredmények alapján a dunaföldvári magasparton mért adatok amplitúdói mindig nagyobbak voltak, mint a Dunaszekcsőn mértek.

2. táblázat. *Dunaföldvár amplitúdó értékeinek szórása és átlaga (2003-2009)*

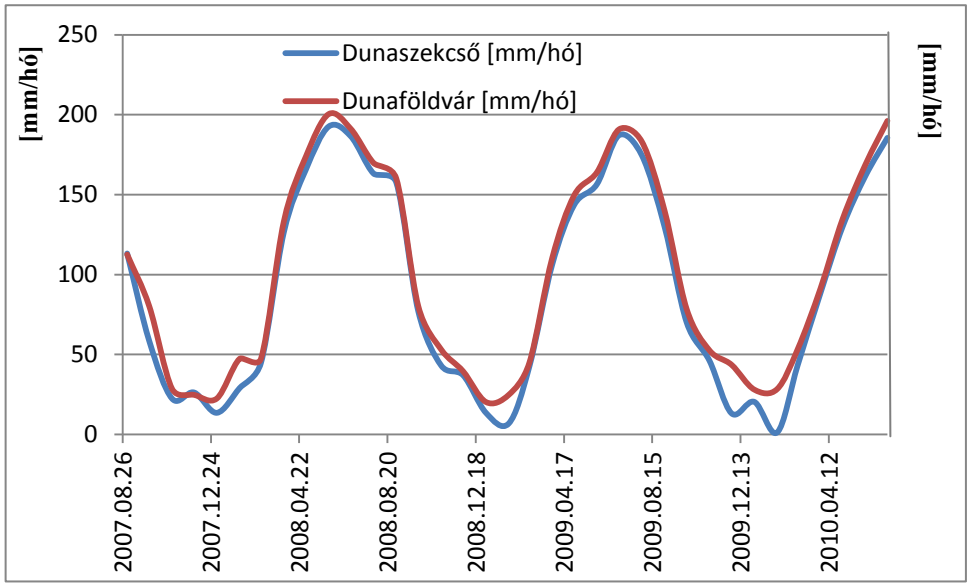
	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
2003	1,68	2,01	2,02	2,06	1,36	1,88	1,21	1,75	1,40	1,48	1,43	1,60
2004	1,90	1,39	1,12	0,62	0,96	1,45	2,39	2,31	2,12	0,97	0,99	1,35
2005	1,27	1,56	1,35	1,34	1,74	2,19	2,43	1,98	1,74	1,43	1,67	1,67
2006	2,59	1,65	1,79	0,54	1,54	1,93	3,21	2,96	2,80	2,10	1,77	1,75
2007	1,68	1,80	1,83	2,13	2,41	3,07	1,42	2,25	1,70	1,08	1,59	1,45
2008	1,20	1,27	1,18	1,36	2,38	2,43	2,37	1,99	1,59	1,50	1,18	1,08
2009	2,35	1,31	1,12	1,37	2,17	2,26	2,23	2,10	1,26	1,56	1,18	1,51
átlag	**1,55**	**1,57**	**1,49**	**1,35**	**1,79**	**2,17**	**2,18**	**2,19**	**1,80**	**1,45**	**1,40**	**1,49**
szórás	**0,82**	**0,27**	**0,38**	**0,62**	**0,55**	**0,51**	**0,67**	**0,39**	**0,52**	**0,37**	**0,29**	**0,22**

3. táblázat. *Dunaszekcső amplitúdó értékeinek szórása és átlaga (2007-2010)*

	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
2007												0,43
2008	0,66	1,24	0,45	0,50	1,16	1,99	2,58	4,10	1,96	1,96	0,52	0,46
2009	0,80	0,44	0,04	0,30	2,06	4,67	3,76	4,02	2,69	0,87	0,54	0,51
2010	0,50	0,69	0,40	0,57	0,67	0,92	1,24					
átlag	**0,66**	**0,79**	**0,30**	**0,46**	**1,30**	**2,53**	**2,53**	**4,06**	**2,32**	**1,41**	**0,53**	**0,47**
szórás	**0,15**	**0,97**	**0,23**	**0,14**	**0,71**	**1,93**	**1,26**	**0,05**	**0,52**	**0,77**	**0,02**	**0,04**

Dunaföldváron a napi amplitúdók havi lebontásban nagy szórási értékeket mutatnak. Az átlagértékek viszont ugyanúgy viselkednek, mint a dőlési értékek. Májustól az értékek nőnek, majd szeptember után fokozatosan újra lecsökkenek. A szórásértékek változása az aktív vegetációs időszakban azt jelzik, hogy a nagyobb amplitúdók változékonysága is nagyobb, és az évi időjárási viszonyoknak is függvénye. Ez az időszak egybeesik a növényzet aktívan párologtató időszakával, ugyanis a fák lombfakadáskor használják föl a legtöbb vizet az új hajtások és a gyökérzet növekedéséhez. Ehhez intenzív párologtatás járul. Lombfakadás után a vízfelvétel, és ezzel együtt a párologtatás a hőmérséklet fokozatos emelkedésével még intenzívebbé válik. Ezt erősíti a termésérés, amikor a növényzet még több vizet használ fel. A dőlési értékek október elejétől újból csökkennek, majd minimálisra apadnak – egyrészt a hőmérséklet fokozatos csökkenésével, másrészt a párologtató felület elvesztésével – a téli (lombmentes) időszakban.

A két terület növényzete faj szinten nagyon hasonló, mivel a területek hasonló talajjal és klímával rendelkeznek. A terület nagyságában és a fák egyedszámában nagyon eltérnek. Dunaföldváron és Dunaszekcsőn is a PET értéke hasonlóan alakult, azonban Dunaföldváron általában kicsit nagyobb, mint Dunaszekcsőn, hasonlóan a dőlési amplitúdó értékekhez (32. ábra).



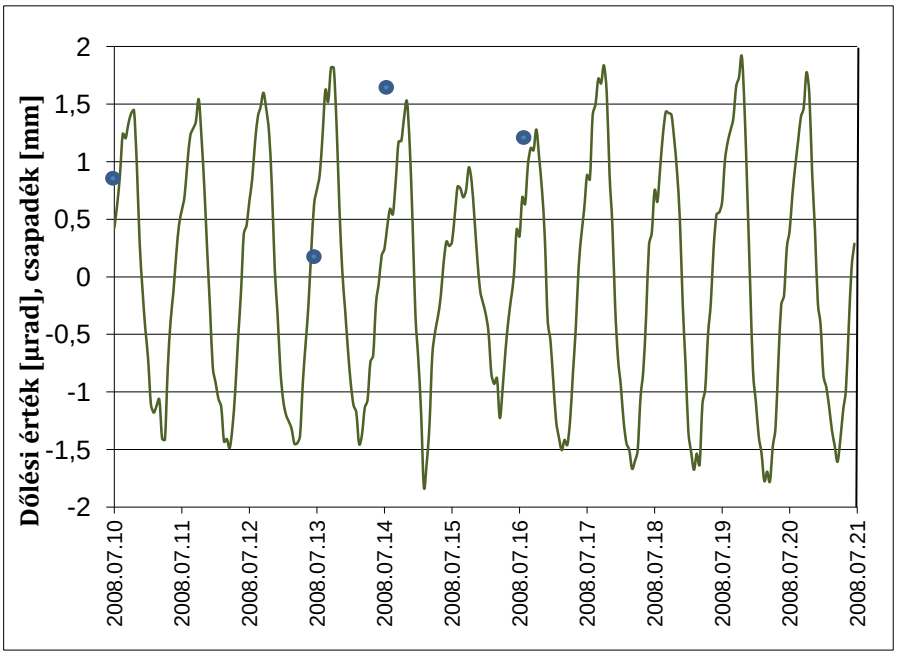
32. ábra. *A korrigált PET értéke Dunaföldváron és Dunaszekcsőn*

A területen mért másik meteorológiai paraméter – a csapadék – hatását vizsgálva kiderült, hogy a vizsgálati időszakban a napos csapadék és a dőlési amplitúdók között nem mutatható ki közvetlen kapcsolat. Először az általánosan szokásos Pearson korrelációval vizsgáltam a kapcsolatot. A korrelációs együttható értéke mindkét területen kisebbnek adódott, mint 0,3. Ezután a Spearman rangkorrelációt alkalmaztam, mely gyenge növekvő kapcsolatot mutatott ki a két vizsgálati terület napos dőlési amplitúdói és csapadékösszege között (Dunaszekcső: 0,46, Dunaföldvár: 0,55).

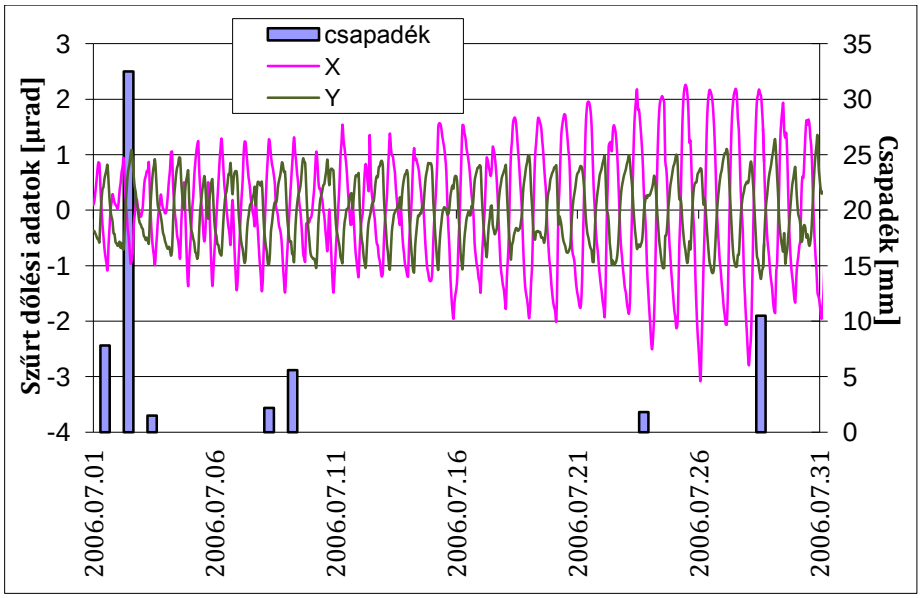
A dőlési meneten kívül, vizsgáltam a már említett napos periodicitás menetét is. Azt tapasztaltam, hogy amíg mindkét vizsgálati területen száraz időben a napi dőlésváltozások fel és lefutó élei az exponenciális görbétől eltérően szinte egyenesek, ill. csúcsai hegyesen végződnek (ld. 29. ábra), addig a 33. ábrán látható, hogy csapadék-eseménykor (kék pont jelzi a csapadék idejét és mennyiségét) fogazódások jelennek meg, melyek a víztöbblet fennmaradásáig jól láthatók. A jelenség oka, hogy a növényzet, esős időben is párologtat, amivel csökkenti a gyökérzet környezetében a pórusnyomást. Azonban nem képes egy bizonyos ponton túl növelni a transzspiráció mértékét nagymennyiségű csapadék után, amivel

növekszik a pórusvíznyomás. Vagyis folyamatosan felszív és párologtat, ami a dőlési értékekben ingadozást (fogazódást) okoz.

Ezen kívül csapadékeseménykor a dőlési amplitúdó értékek kisebbek lesznek, majd a száradás időszakában újból megnőnek (34. ábra). Ez a jelenség leginkább a dőlési értékek emelkedő időszakában, vagyis akkor jellemző, amikor a növények a legtöbb vizet veszik fel életfolyamataikhoz. Akkor, amikor a talajnedvesség nagysága napi szinten nagy ingadozást mutat mindkét területen. Ennek oka, hogy száraz időszakban a növényeknek nagyobb talajtérfogatból, ill. mélységből kell felvenni a párologtatásukhoz szükséges vizet, amivel nagyobb mélységig csökkentik a pórusnyomás értékét a talajban. Ettől a dőlés-amplitúdó nagyobb lesz (Kümpel et al., 1996; Mentes 2003). Nedves (csapadékos) időszakban, minél telítettebbek a talaj felső rétegei vízzel, annál kevésbé csökken a pórusnyomás a párolgás miatt, mivel kisebb talajtérfogatból is fel tudja venni a növényzet a számára szükséges vízmennyiséget. Emiatt a dőlési amplitúdó is kisebb lesz. Ezt befolyásolja még az is, hogy a nagyobb mennyiségű, és hosszabb időn át tartó csapadékesemények lehűtik a levegőt, és a talajt is. A folyamat során átnedvesedik a párologtató felület és a talaj alsóbb rétegei is, így csökken a párologtatás mértéke. Ez tovább csökkenti a dőlés amplitúdók nagyságát, ami száradáskor fokozatosan újra megnő.



33. ábra. *A csapadék okozta változás a dőlési amplitúdók menetében (Dunaszekcső)*
(A kék pontok a csapadékesemény időpontját és mennyiségét jelölik)

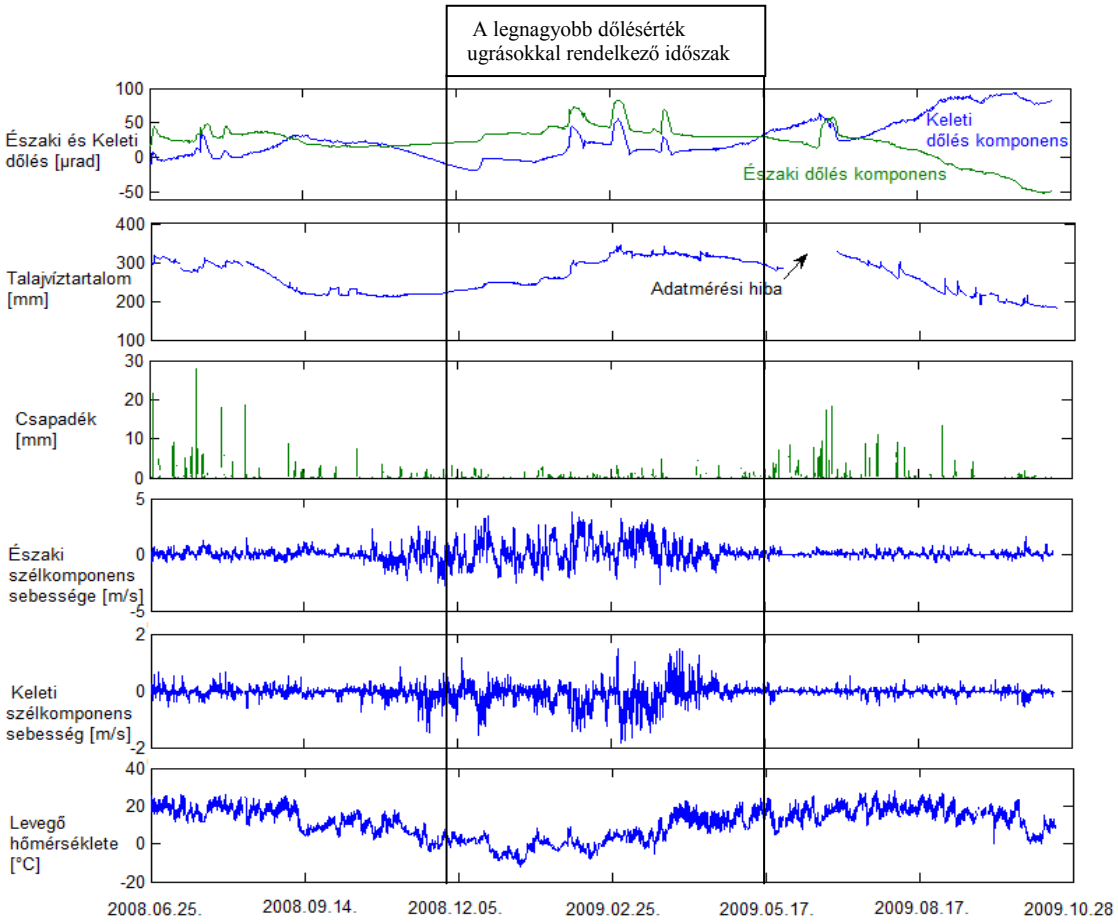


34. ábra. *A csapadék hatása a dőlési amplitúdók nagyságára (Dunaföldvár)*

5.2. A hidegvíz-völgyi tesztterület a Soproni-hegységben

5.2.1. *A mért órás nyers adatok*

A 35. ábra a mért órás nyers adatokat mutatja (csapadék, keleti és északi dőlési komponensek, számított talajvíztartalom, levegő hőmérséklete 2 méteren és a két szélsebesség komponenst, melyet a mért szélsebességből és szélirányból számoltam). A pozitív dőlési értékek északi, ill. keleti dőlést jelentenek. A területre szintén jellemző a Dunaföldváron és Dunaszekcsőn megfigyelhető napos periódusú változások, azonban hosszú távon számos kiugró érték is tapasztalható, melyek különböző időszakokban jelennek meg és nem szezonálisak. A területen mért különböző környezeti tényezők vizsgálatával kerestem az okát a dőlési értékekben bekövetkező rövid-, illetve hosszú periódusú és kiugró változásoknak. Elsősorban a 36. ábrán kiemelt időszakot vettem alapul, mivel a legnagyobb ugrások ebben az időszakban jelentkeztek a dőlési értékekben és megfigyelhető, hogy a vizsgált környezeti paraméterek értéke is megnőtt ebben az időszakban.

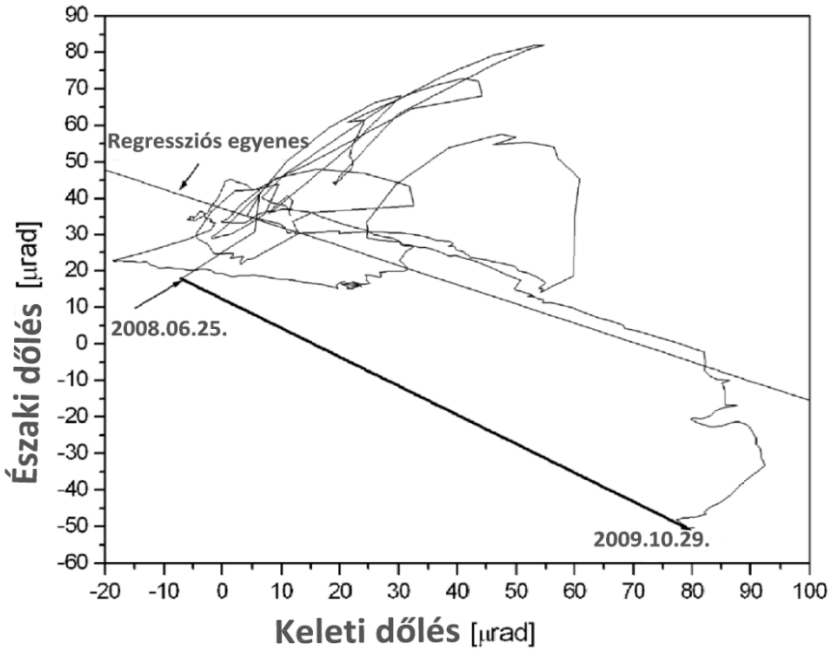


35. ábra. *A vizsgálati területen regisztrált nyers adatsorok*

Az értéknövekedés nem minden esetben és nem egyformán következett be a különböző paramétereknél. Ennek oka, hogy ezek a paraméterek nem önállóan hatnak a talajra és annak stabilitására, hanem egymást is módosítják. Ezáltal más hatást fejtenek ki, mint önálló hatástényezőként vizsgálva. Emiatt a vizsgálatkor egy illetve több változó hatását is figyelembe kellett vennem.

A nyers dőlési adatokból meghatároztam a terület eredő dőlését a vizsgált időszakban, amihez az órás északi dőléskomponens adatokat ábrázoltam a keleti dőléskomponens adatok függvényében. A 36. ábra az eredő dőlést (a keleti és északi dőlési vektorok összege) mutatja 2008.06.25 és 2009.10.26. között. A nyíl jelzi a dőlésmérések kiindulási és befejezési időpontja közötti eredő dőlést. Mivel a lejtőt több hatás is éri, ezért a dőlési menetre regressziós egyenest illesztettem. A nyíl és a regressziós egyenes kissé különböző, azonban mindkettő iránya É-ÉNy- D-DK-i, ami hasonló, mint a lejtő K-i iránya. A dőlés a vizsgálati területen lassú, de folyamatos. Az eredő dőlés a vizsgálati időszakban 107 µrad lejtőirányban. Ez azt jelenti, hogy a területen jól regisztrálható elmozdulás és elfordulás van jelen. Ennek

egyik oka lehet, hogy a területen a felső talajréteg vastagsága kicsi, ezért a beszivárgás hamar telíti a talajt és kialakít egy csúszási réteget a kőzet-talaj határán (Montgomery és Dietrich, 2002), valamint sekélyebb talajrétegen a növényzet – súlyánál fogva – is könnyebben húzza a talajt lejtőirányba.

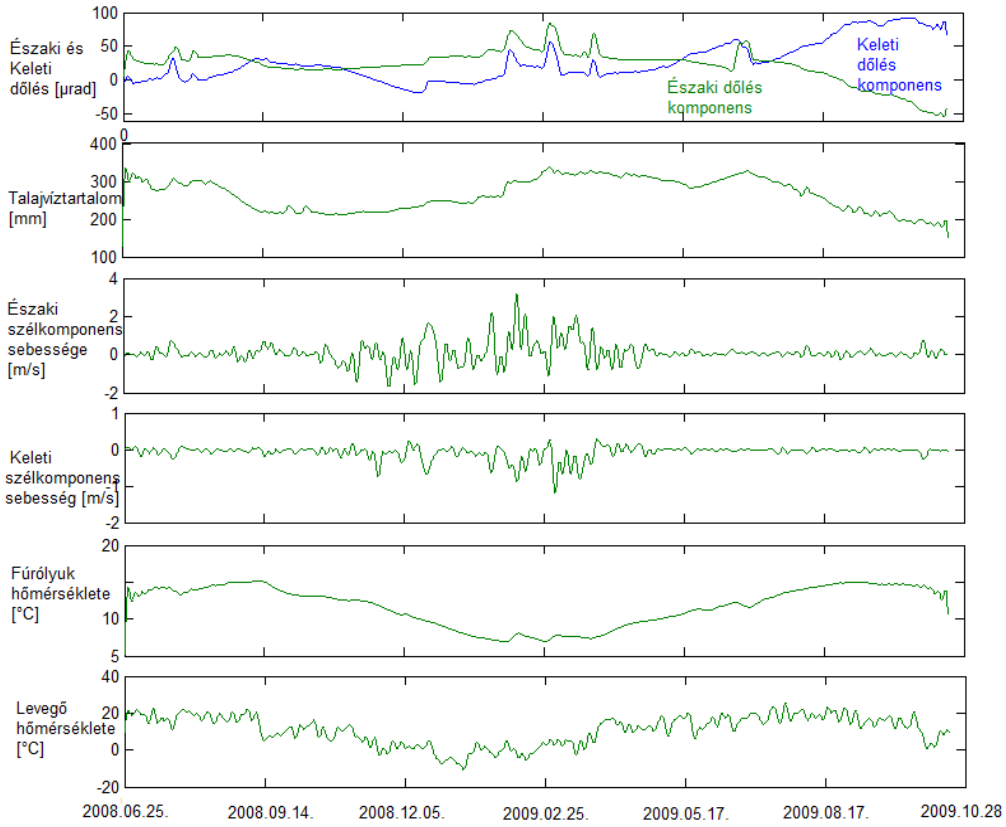


36. ábra. *A teszterület dőlése 2008.06.25 és 2009.10.26. között*

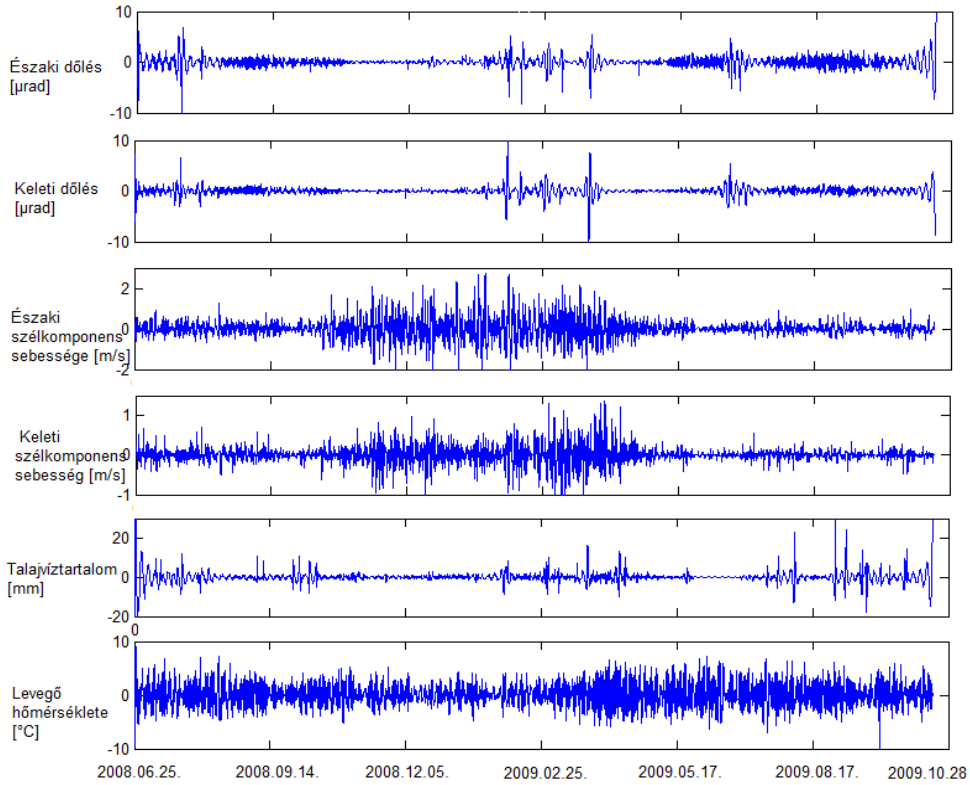
(A vastag nyíl mutatja a teljes dőlést. A dőlési adatokra illesztett regressziós egyenes ugyanolyan irányú, mint a dőlési összeg iránya.)

5.2.2. *Alul- és felüláteresztő szűrővel szűrt adatsorok*

A kis és nagy változások kimutatásának érdekében a kutatáshoz felhasznált paraméterek mért (nyers) adatsorát (szélsebesség komponensek, talajvíztartalom a levegő és a fúrólyuk hőmérséklet) alul, illetve felüláteresztő szűrővel szűrtem, és vetettem össze a dőlési értékekkel (37-38. ábra). Mindkét szűrőnél 0,24 1/nap-os vágási frekvenciát alkalmaztam, mely az 1 napnál hosszabb periódusú jeleket átengedi, a kisebbeket nem. A kiértékelés alapján a napos adatok hasonló eredményt adtak, mint az aluláteresztő szűrővel szűrt órás adatok.



37. ábra. *Aluláteresztő szűrővel szűrt órás adatok*



38. ábra. *Felüláteresztő szűrővel szűrt órás adatok*

5.2.3. A mért adatok statisztikai analízise

A kutatást nehezítette, hogy a különböző paraméterek külön-külön okozott, ill. együttes hatásait akartam vizsgálni a lejtő stabilitása szempontjából. Elválasztásuk matematikai módszerekkel igen nehéz, mivel az egyes paramétereket befolyásolja a többi paraméter változása (ld. 10. ábra) is, illetve a változásuk igen kicsi is lehet, még napos léptékben is. Ezen kívül az évszakok változása is befolyásoló tényezőként szolgál. Így nem csak egészében, hanem évszakos időszakokra bontva is vizsgálni kellett a kapcsolatukat a lejtődőlési adatokkal.

A különböző paraméterek és a talajdőlés kapcsolatát főkomponens analízissel, többváltozós regressziós analízissel, Pearson és Spearman-féle rang-korrelációval vizsgáltam, mind a nyers (36. ábra), mind az alul-, ill. felüláteresztő szűrővel kapott adatsorokat (38-39. ábra). Az összefoglaló eredményeket az 4. és 5. táblázat tartalmazza. A Spearman és a Pearson módszer minden esetben nagyon hasonló eredményt adott. A 4. táblázat alapján, a talajvíztartalom a felüláteresztő szűrővel szűrt adatsor kivételével, minden esetben szoros kapcsolatot mutat mind az északi mind a keleti dőléskomponenssel. Az 5. táblázatból látható, hogy az egyes paraméterek egységnyi megváltozása komoly változásokat okoz a dőlési értékekben a vizsgálati időszakban (95%-os szignifikancia szint).

4. táblázat. *Korrelációs együtthatók, a dőlési komponensek és a mért paraméterek közötti kapcsolat Pearson és Spearman rangkorrelációval számítva*

Korreláció	Dőlési irány	Adat típus	TVT	TH	LH	ÉSZS	KSZS	Cs	ET_0
Pearson	K	Nyers	-	0,467	0,337	0,035	0,088	-	-
		Napos	-	0,468	0,345	-	-	0,027(N)	0,079(N)
		Alul-szűrő	-	0,471	0,347	0,044	0,121	-	-
		Felül-szűrő	-	0,005(N)	0,138	0,036	-0,023	-	-
	É	Nyers	0,718	-0,592	-	0,151	-0,191	-	-
		Napos	0,712	-0,597	-	-	-	0,067(N)	0,006 (N)
		Alul-szűrő	0,719	-0,590	-	0,190	-0,262	-	-
		Felül-szűrő	0,099	0,010(N)	0,079	0,003(N)	-	-	-
Spearman	K	Nyers	-	0,458	0,348	0,102	0,092	-	-
		Napos	-	0,459	0,347	-	-	0,029(N)	0,034(N)
		Alul-szűrő	-	0,460	0,349	0,121	0,112	-	-
		Felül-szűrő	0,024	0,087	0,282	0,013(N)	0,008(N)	-	-
	É	Nyers	0,729	-0,616	-	0,126	-0,136	-	-
		Napos	0,726	-0,618	-	-	-	0,055(N)	0,066(N)
		Alul-szűrő	0,740	-0,613	-	0,169	-0,135	-	-
		Felül-szűrő	0,003	-0,122	0,084	0,013(N)	-	-	-

Megjegyzés: TVT: talajvíz tartalom, TH: talaj hőmérséklet, LH: levegő hőmérséklet, ÉSZS: északi irányú szélsebesség komponens, KSZS: keleti irányú szélsebesség komponens, Cs: csapadék, ET_0 számított evapotranszspiráció. (N): nincs szignifikáns kapcsolat, Alul-szűrő: alulateresztő- szűrő, felül-szűrő: felüláteresztő szűrő

5. táblázat. *Többváltozós regressziós analízissel számolt regressziós együttható a dőlési komponensek és a meteorológiai paraméterek között*

Dőlési irány	Adat típus	TVT	TH	LH	ÉSZS	KSZS	Cs	ET_0
Kelet	Órás	-0,312	0,264(N)	1,427	7,737	-	-	-
	Napos	-0,273	0,621(N)	1,327	-	-	-	-0,224(N)
	Alul-szűrő	-0,255	0,281(N)	1,600	13,953	8,925	-	-
	Felül-szűrő	-0,051	0,646	0,086	0,161	-	-	-
Észak	Órás	0,421	-0,508	-0,812	-1,828	-5,002	-	-
	Napos	0,419	-0,439(N)	-1,000	-	-	-	0,350(N)
	Alul-szűrő	0,406	-0,322(N)	-0,873	-4,679	-15,971	-	-
	Felül-szűrő	0,034	-0,467	0,032	0,010(	-	-	-

Megjegyzés: TVT: talajvíz tartalom, TH: talaj hőmérséklet, LH: levegő hőmérséklet, ÉSZS: északi irányú szélsebesség komponens, KSZS: keleti irányú szélsebesség komponenes, Cs: csapadék, ET_0 számított evapotranszspiráció. (N): nincs szignifikáns kapcsolat

5.2.4. A csapadék és a talajvíztartalom kapcsolata a dőlési értékekkel

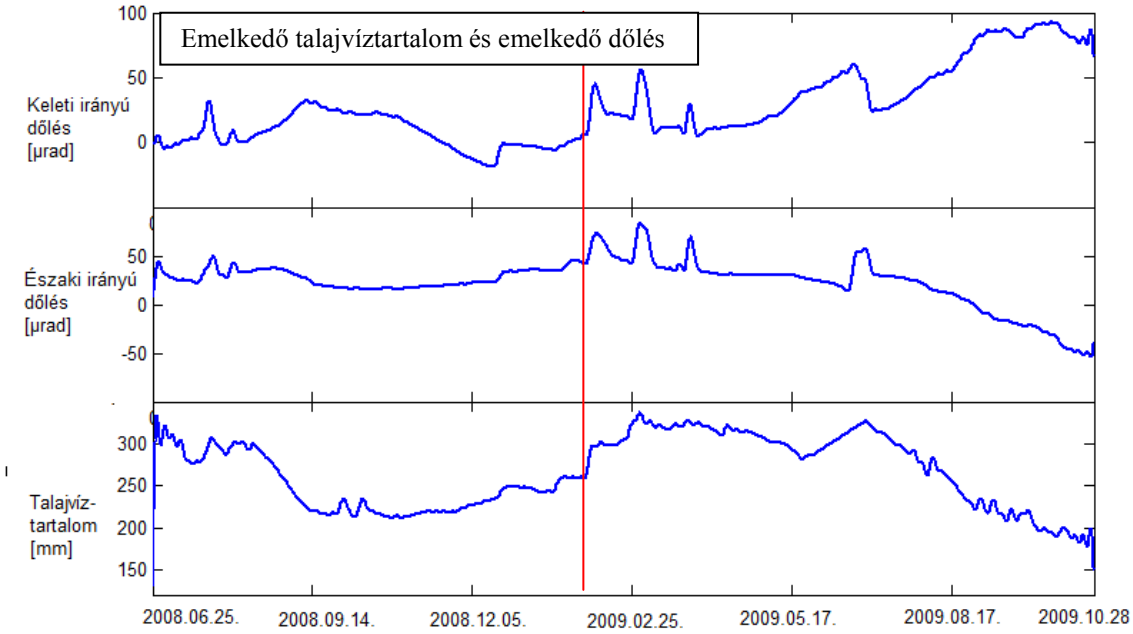
A 35. ábra is mutatja, hogy a csapadék közvetlen szerepe elhanyagolható a területen (nem a kiugró dőlési értékek idején volt a legnagyobb mennyiségű csapadék), amit mindkét korreláció számszerűen ki is mutatott (0,1 alatti értékek, 4. táblázat). Azonban közvetett módon igen fontos tényező. Növeli a talaj nedvességét és azon keresztül a víztartalmát is, ami a statisztikai eredmények alapján a vizsgált paraméterek között kulcsfontosságú hatással van a talajdőlési értékekre. A 39. ábra a dőlési értékek és a talajvíztartalom kapcsolatát ábrázolja. Az aluláteresztővel szűrt adatok esetén a talajvíztartalom jól korrelál (ld. 4. táblázat) az északi dőlési értékekkel. Ez azt jelenti, hogy a dőlési értékek a talajvíztartalom hosszú távú változására jobban reagálnak. A két érték közötti regressziós koefficiens 0,406 µrad/mm (40. ábra), míg a többváltozós regressziós analízis alapján az északi dőlés és a talajvíztartalom között 0,421 µrad/mm, a keleti dőléssel -0,255 µrad/mm kapcsolat áll fenn (5. táblázat aluláteresztő szűrő). Amikor a talajvíztartalom emelkedik a dőlési értékek is kis késéssel növekednek, majd amikor szárad a talaj és csökken a talajvíztartalom, a dőlési értékeke menete kis fáziskéséssel csökkenni kezd (41. ábra).

A Pearson-féle korreláció eredményei szerint az északi dőlési komponens jó pozitív korrelációt mutat a talajvíztartalom változásával (korrelációs együttható (továbbiakban k.e. > 0,7), míg a keleti irányú dőléssel gyenge kapcsolatot ad. A Spearman-korreláció hasonló eredményeket adott, mint a Pearson (4. táblázat).

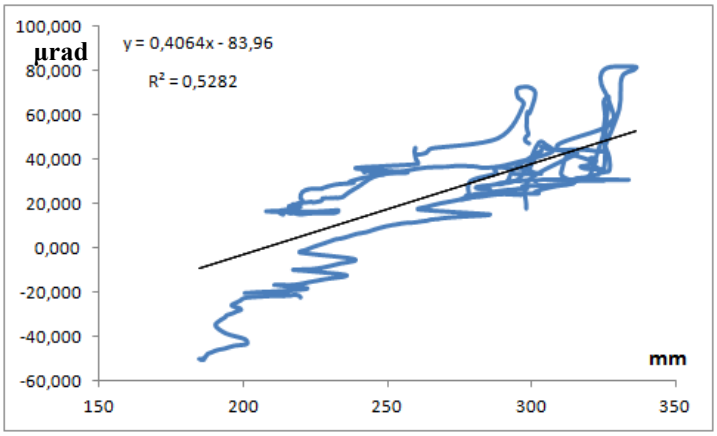
Az aluláteresztő szűrővel szűrt adatokkal dolgozva a talajvíztartalom és a két dőlési komponens által adott regressziós egyenes meredekségéből számolva a vizsgálati területen 1 mm talajvíztartalom változás 0,51 µrad dőlésváltozást okozott É-ÉNy-i irányba. Az elmozdulás irányát az magyarázza, hogy a lejtő tetején beszivárgó csapadék D-DK-i irányba

folyik lefelé. A növekvő pórusvíznyomás a mélyebb rétegekben D-DK-i irányba nyomja a fúrólyuk alját, így É-ÉNy-i irányú dőlést mér a dőlésmérő.

A talajvíztartalom (valamint az összes többi vizsgált paraméter esetében kapott eredmény) okozta változás csupán csak nagyságrendet jelent, mivel a dőlési értékek változása más paraméterektől is függnek. Az így kapott eredmény csak egy paraméter elkülönített hatását mutatja.



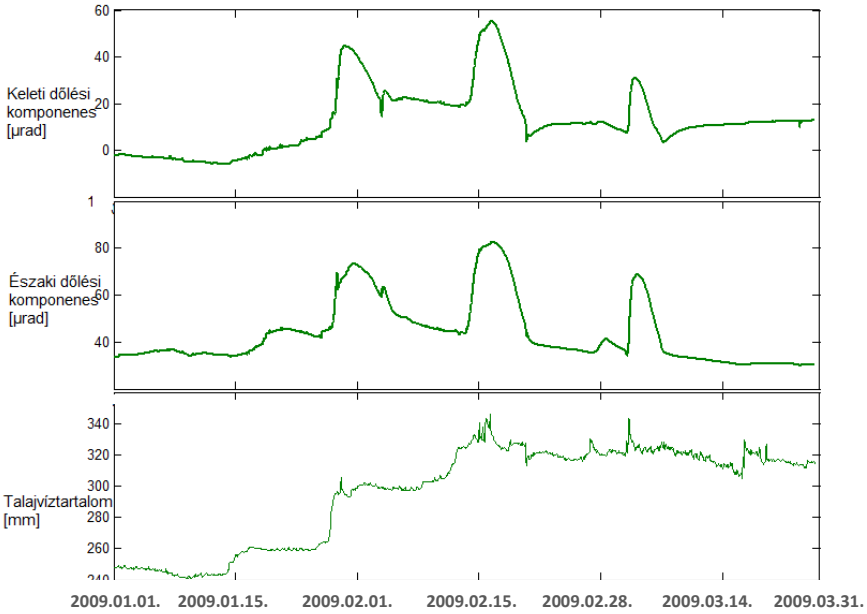
39. ábra. *A dőléskomponensek és a talajvíz tartalom közötti kapcsolat*



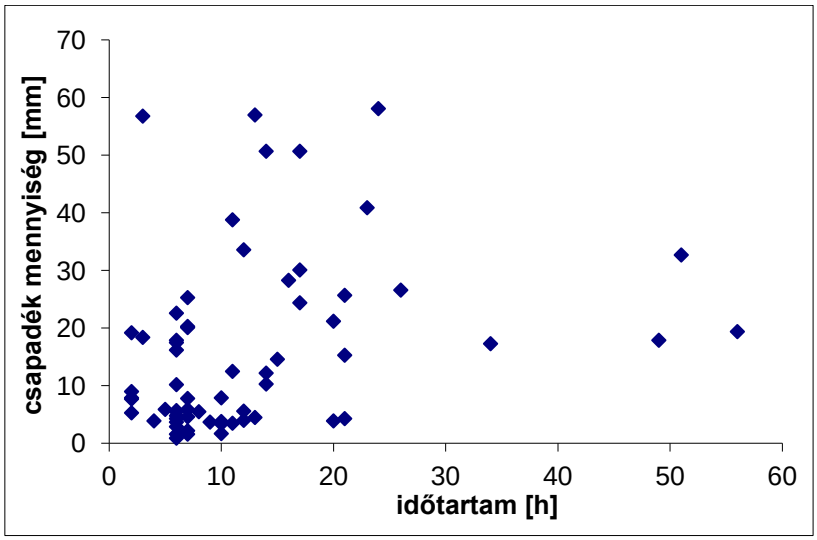
40. ábra. Az *északi irányú dőlés komponens és a talajvíztartalom kapcsolata*

Csapadékeseménykor, amennyiben a víznek van ideje beszivárogni a talajba és nem folyik el a felszínen, a talajvíztartalom rövid időn belül növekvő menetű görbét ad (35. ábra). Ez azt jelenti, hogy a talajra jutó csapadék nagyobb része szivárog a talajba és csak a ritkán előforduló heves esőzések folynak le a lejtő felszínén. Ezért a csapadék vizsgálatoknál fontos

tényező a csapadék intenzitása [mm/h]. A területre legjobban az 5-15 órán át tartó, közepes mennyiségű csapadék a jellemző (42. ábra).



41. ábra. *A talajvíztartalom és a dőlési értékek kapcsolata 2009.01.01. és 2009.03.31. között*

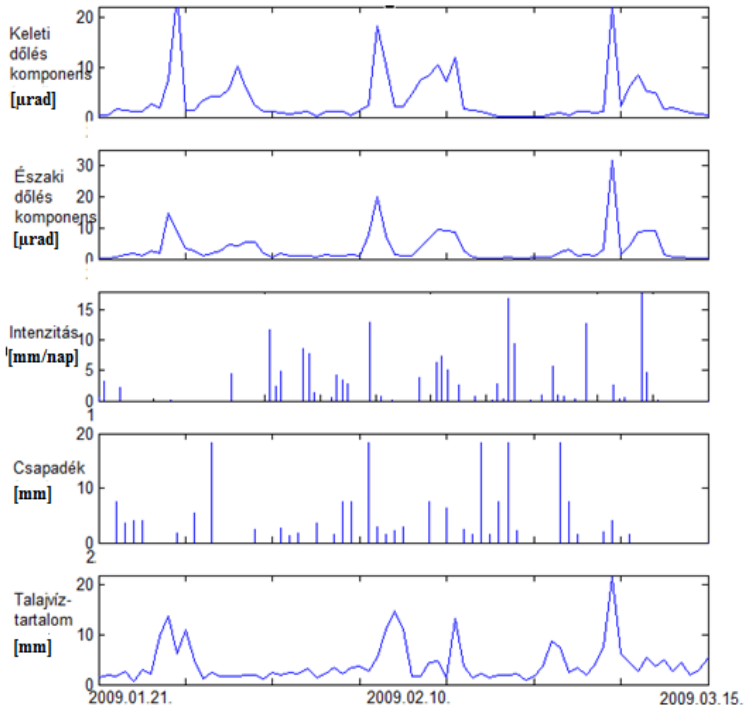


42. ábra. *A vizsgálati terület csapadék intenzitás eloszlása*

A 43. ábra a felüláteresztő szűrővel szűrt két dőlési komponens napos amplitúdóját, a csapadék napi összegét, napos intenzitását, valamint a talajvíztartalom napos változását mutatja egy két hónapos idő intervallumban. Vizsgáltam, hogy a csapadék mekkora intenzitás és mennyiség esetén hat a talaj víztartalmára. Ezért egy hetes lebontásban vizsgáltam a csapadékmennyiség a csapadékintenzitás és a talajvíztartalom változás kapcsolatát. A csapadék abban az esetben volt hatással a talaj víztartalmára, amennyiben intenzitása 5-10

mm/h közé esett illetve a leesett mennyiség 5 mm felett volt. Ekkor a csapadék számottevően növelte a talajvíztartalmat. A növekvő talajvíztartalomra a dőlési értékek rövid időn belül reagáltak, és növekvő értékeket adtak.

Számos esetben tapasztaltam, hogy bár sok csapadék esett a területen, mégsem növelte akkora mértékben a talajvíztartalom értékét, mint ahogy azt a mennyiségből várni lehetett volna. Ennek az volt az oka, hogy nagyon rövid idő alatt (záporszerűen) hullott a csapadék, nem volt lehetősége a lejtős talajba beszivárogni és a növényi gyökérzetnek sem volt elég ideje felszívni. Így a csapadék nagyobb része lefolyt a felszínen. Ez 15 mm/h intenzitás feletti értékek esetén következett be pl. 2009.01.28. (43. ábra).



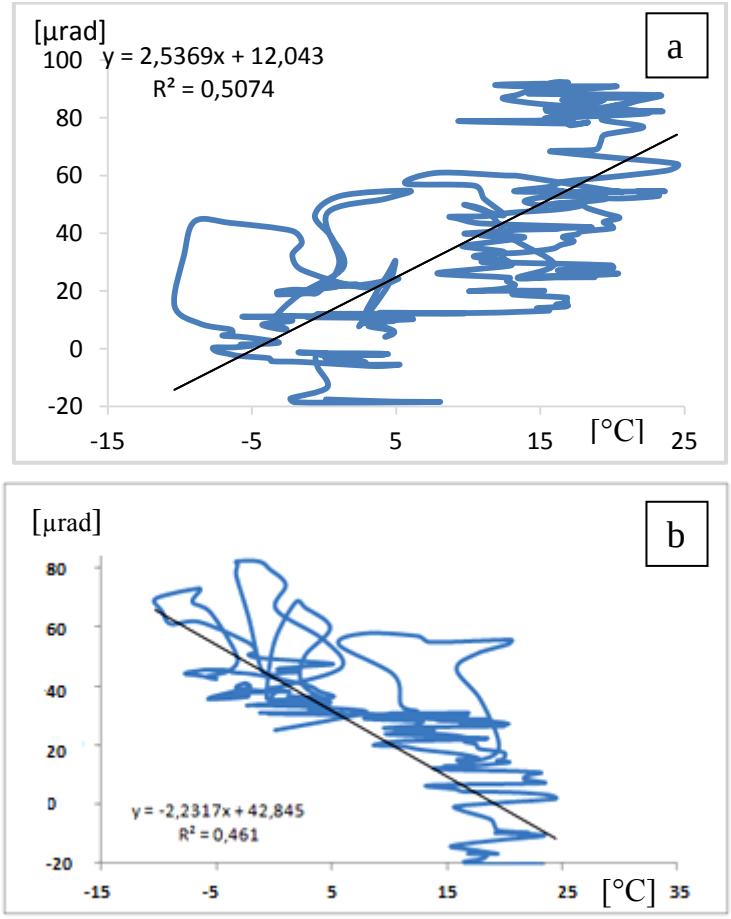
43. ábra. *Az intenzitás, a talajvíztartalom és a dőlési amplitúdók kapcsolata*

A talajvíztartalmat nagymértékben befolyásolja a hőmérséklet, mivel az meghatározza, mind a talaj hőmérsékletét, mind a párologtatását, mind a növényi vízfelvétel mértékét. A többváltozós regresszió alapján, a kapott adatokat a levegő hőmérsékletével korrigáltam lineáris regresszióval, úgy hogy a levegő hőmérséklet függvényében ábrázoltam a dőlési komponenseket, hogy pontosabb dőlési értékeket kapjak.

A vizsgálati időszak alatt a talajvíztartalom megváltozása körülbelül 70 µrad dőlésváltozást okozott D-DK-i irányba, ami a teljes dőlési értékváltozás 65 %-át adja. Ehhez hozzá járult, hogy nagyobb talajvíztartalom esetén a növényzet is könnyebben húzza el a talajt lejtőirányba, mivel a nedves talajszemcsék között nem képes gyökérzetével olyan jól kapaszkodni és megtartani a talajt.

5.2.5. A hőmérséklet kapcsolata a dőlési értékekkel

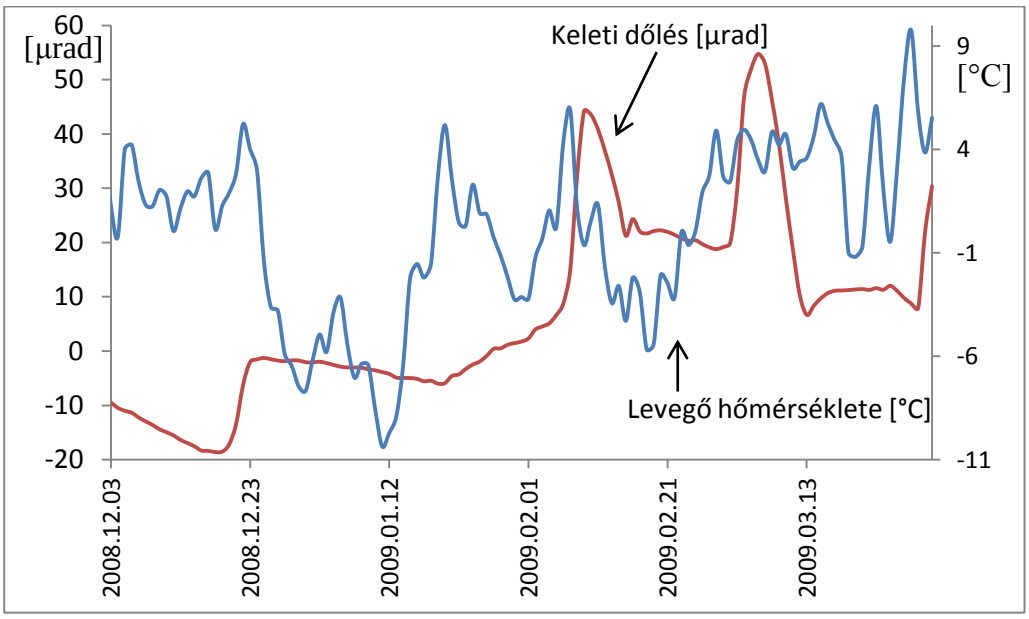
A hosszú idejű szezonális dőlési értékek és a hőmérséklet (levegő és fúrólyuk hőmérséklet) között jó korreláció van (44. ábra). A vizsgálati időszakban 1 °C fúrólyuk hőmérsékletváltozás 4 µrad eredő dőlésváltozást okozott DK-i irányba. A rövid periódusú dőlésre, a fúrólyuk-hőmérséklete nincs közvetlen hatással. Ennek oka, hogy a hőmérséklet változása nagyon kicsi a fúrólyukban (napi 0,1 °C, évi maximum 5 °C). Azonban a felüláteresztő szűrővel vizsgált adatoknál a talajhőmérséklet és az északi dőléskomponens között szignifikáns kapcsolat mutatható ki a Spearman korreláció esetén (k.e.>0,6, 4. táblázat), amely azt jelenti, hogy a hőmérséklet hírtelen megváltozására a dőlési értékek jobban reagálnak. A levegő hőmérsékletét vizsgálva azonban kapcsolat mutatható ki, kivéve a felüláteresztő szűrővel szűrt adatok esetét. A főkomponens analízis is kimutatta, hogy a talajvíztartalom után a levegő hőmérsékletének van a legnagyobb hatása a dőlési értékekre a területen.



44. ábra. *Levegő hőmérsékletváltozása és (a) keleti és (b) északi dőlési komponensek kapcsolata*

Az északi dőlési komponensnek gyenge, viszont a keleti irányú dőlési értékek jól korrelálnak a levegő hőmérsékletével (k.e. > -0,59). A lineáris regressziót alkalmazva kiszámoltam, hogy a területen 1 °C levegő hőmérsékletváltozás 1,8-2 µrad dőlési változást okozott az eredő dőlési értékekben K-DK-i irányban. Mivel a talajvíztartalomnak van a legnagyobb hatása, ezért ezzel a paraméterrel korrigáltam a dőlési értékeket és úgy vizsgáltam a kapott értékek és a talaj hőmérséklete közötti kapcsolatot. A vizsgálatot szintén lineáris regresszióval végeztem úgy, hogy a hőmérséklet függvényében ábrázoltam a talajnedvességgel korrigált dőlésértékeket és a kiegyenlítő egyenes meredeksége megadta a dőlés és a hőmérséklet közötti kapcsolatot. Így lineáris kapcsolat mutatható ki, amely alapján 1°C hőmérsékletváltozás 4,3 µrad dőlésváltozást okoz D-DK felé.

A téli időszakban szoros kapcsolat van a rövid periódusú dőlési értékek és a levegő hőmérséklete között (45. ábra). Amikor a hőmérséklet fagypont alá süllyedt 1 °C hőmérsékletváltozás 10 µrad dőlésváltozást okozott. A téli kiugró értékeket a talajban lezajló fagyás-olvadás folyamata határozza meg (Mateos et al., 2011). A hőmérséklet csökkenéskor bekövetkező tágulás és összehúzódás során létrejövő repedések miatt a beszivárgás mértéke és sebessége egyaránt nő a talajban, ami növeli annak víztartalmát, ezáltal az elmozdulás lehetőségét is.

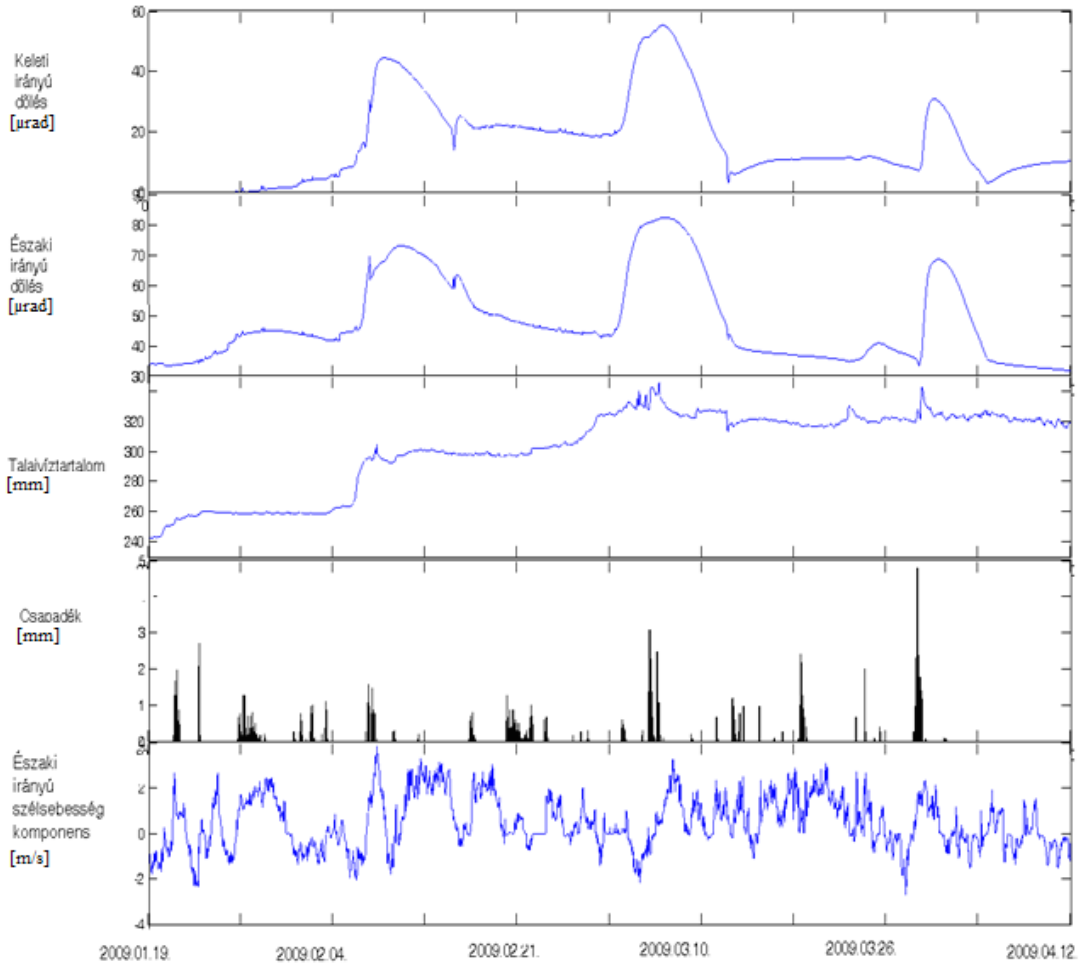


45. ábra. *A fagypont alatti hőmérséklet hatása a keleti irányú dőlésre*

5.2.6. A szélsebesség és szélirány hatása a kiugró dőlési értékekre

Mind a Pearson, mind a Spearman rang korreláció kevés kapcsolatot mutatott a szélsebesség és a dőlési értékek között (k.e.>0,2, 4. táblázat). Ennek oka valószínűleg a rövid ideig tartó mérés lehet, ami miatt kevés nagyobb szélsebesség értékeket tartalmazó adatsor állt rendelkezésemre. A többváltozós regressziós analízis már erősebb kapcsolatot mutatott, amihez kiszámítottam mindkét szélkomponens értékét, amit a szélsebesség és szélirány adatokból számoltam, hogy összehasonlíthassam a z északi és déli dőléskomponensekkel.

A szél önmagában nem okoz nagy változást. Hatása akkor válik jelentőssé, amikor a talaj víztartalma nagy, illetve nőni kezd csapadékos időjárás esetén (46. ábra). Kisebb sebességű szél is okozhat nagyobb dőlést magas talajvíztartalom esetén, míg az erősebb sem okoz nagymértékű elmozdulást minden esetben, ha a talaj víztartalma alacsony értéket mutat. Ezt nagymértékben befolyásolja a növényzet aktív időszaka, amikor a talajvíztartalmat a fák jobban csökkentik, ugyanakkor a megnövekedett lombozat miatt a szél jobban tudja mozgatni a fákat.



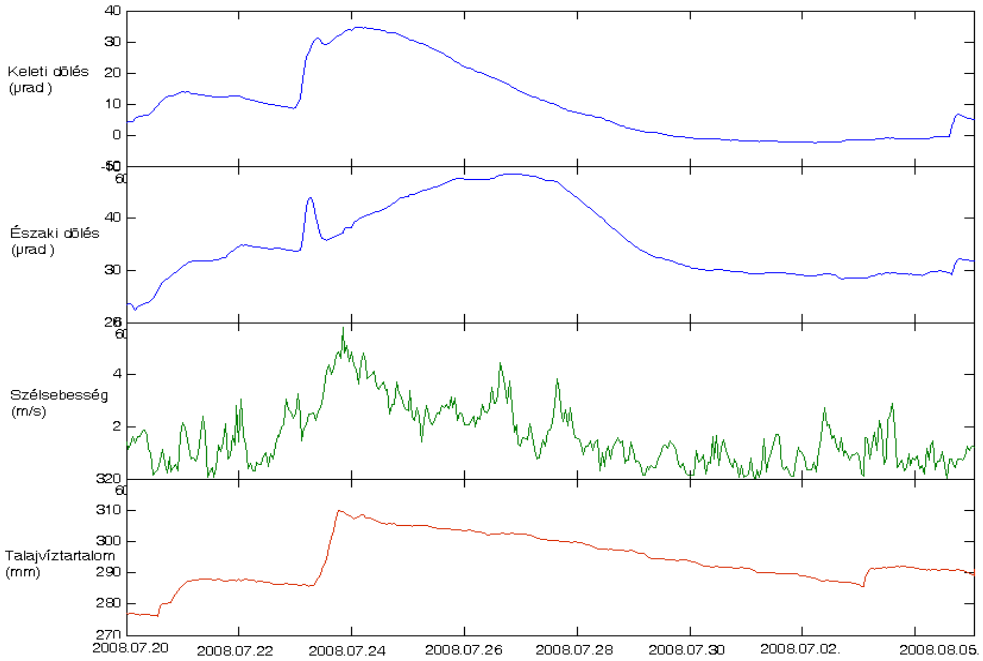
46. ábra. *A szélsebesség és a talajvíztartalom együttes hatása a dőlési értékekre*

(nyers – szűretlen adatsor)

2008. július 20-án a talajvíztartalom értéke magas volt. A gyengén fújó szél ebben az időszakban 5 µrad dőlést okozott, ami sokkal nagyobb érték, mint július végén, amikor nagy szélsebességet regisztráltak a műszerek, azonban a talaj víztartalma alacsony volt és a dőlési értékekben sem okozott a szél jelentős változást (47. ábra).

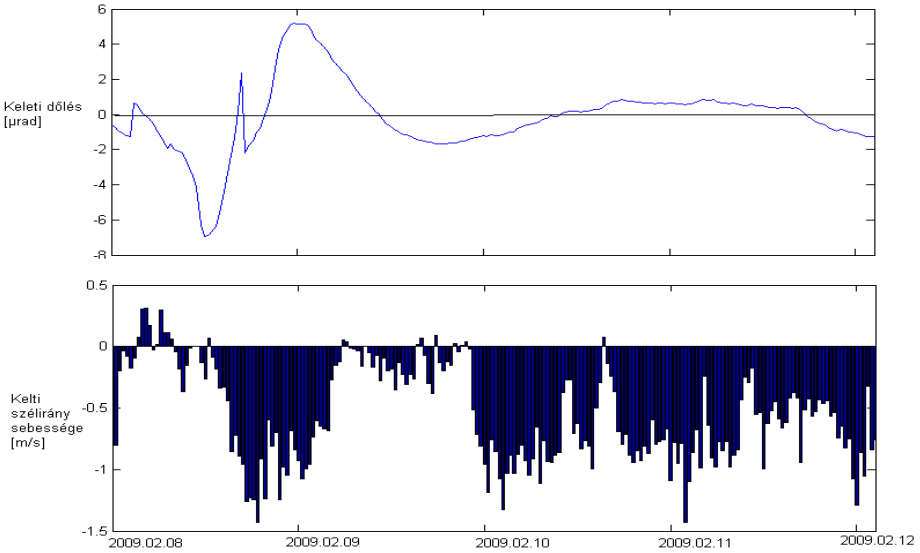
A szélsebesség 1 m/s megváltozása az eredő dőlési értékekben 20 µrad változást okozott a vizsgálati időszak során, ÉNy-i irányban. Ennek egyik magyarázata, hogy a területre jellemző ÉNy-i szél ingatja a fákat, amely a talaj felső rétegét DK felé dönti, ami miatt a fúrólyuk alján ÉNy-i irányú dőlést mér a műszer.

A nyers dőlési adatsorok vizsgálatánál szembe tűnik a több helyen is megugró, majd újra lecsökkenő dőlési érték változása mindkét dőlési komponens esetén (ld. 46. ábra). Ennek oka, a szélsebesség és a talajvíztartalom változása, vagyis a viharos időjárás okozta változás. A pozitív értékek a dőlési értékekben az északi és keleti szél indukálta, míg a negatív értékeket a déli és a nyugati szél (negatív keleti szélirány), ami összefügg a terület átlagos északnyugati szélirányával. Az eredmények alapján a szél hírtelen megváltozásaira érzékenyen reagálnak a talajdőlési értékek magas talajvíztartalom esetén. Vihar esetén először a szélsebesség nő meg, melyet követ a csapadék, ami talajvíztartalom növekedést okoz. Ekkor a dőlési értékek menetében ugrás következik be, majd ahogy a szélsebesség csökken és a talajvíztartalom növekedése megáll (vagyis eláll az eső), újból csökken a dőlési érték is. 2009. február 9-én nyugati szél (47. ábra) keleti irányba döntötte a fákat, ezáltal, a talajt is. A szélsebesség 1 m/s volt 30 µrad dőlést okozott, míg egy hasonló napon az északi szél sebessége 3 m/s volt, ami szintén 30 µrad dőlést okozott. Kombinálva a komponenseket az eredő dőlés ezen a napon 42 µrad volt DNy-i irányba. Ez jó példa arra, hogy különleges estekben a szél nagyobb dőlést okoz, mint amit a többváltozós regressziós analízis mutat.



47. ábra. *A szélsebesség és a talajdőlés kapcsolata magas/alacsony talajvíztartalom esetén*

A szélsebesség változása befolyásolja a dőlési értékeket, iránya pedig a dőlés irányában okoz jelentős változást. A 48. ábra a keleti dőlési komponenst illetve a keleti szélirány sebességét ábrázolja (2009. február 1-február 14-ig). A nyugati irányú szélsebesség növekedés (negatív keleti szélirány) keleti irányú dőlésváltozást okozott. Február 10-től a változás azért nem szembetűnő annyira, mint a hónap elején, mert a talajvíztartalom időközben lecsökkent. A dőlés megváltozása nem csak a szélsebességtől függ, hanem a szél időtartamától is. Hosszabb ideig tartó szélsebesség esetén 1 m/s szélsebesség megváltozás 5 µrad dőlést okoz.



48. ábra. *A növekvő sebességű nyugati szél keleti irányú dőlést okoz*

Összességében a szél nem okoz tartós változást a dőlési értékekben, mivel amint a szélsebesség csökken, illetve eláll a dőlési értékek is visszatérnek eredeti helyzetükbe, aminek oka, hogy a fákat ingató hatás megszűnik. Azonban semmiképp nem elhanyagolható tényező erdős területeken, mivel viharos időjárás (nagy csapadék, megnövekedett talajvíztartalom) esetén a szél komoly hatással van a dőlési értékek változására, mely akár maradandó változást is okozhat. Magas talajvíztartalom és nagy szélsebesség esetén, a talaj stabilitása megszűnhet és földcsuszamlás alakulhat ki, amely maradandó elmozdulást jelent. Ezek az eredmények azt mutatják, hogy a viharok során a szél hatását is figyelembe kell venni a csuszamlások kialakulásának vizsgálatakor.

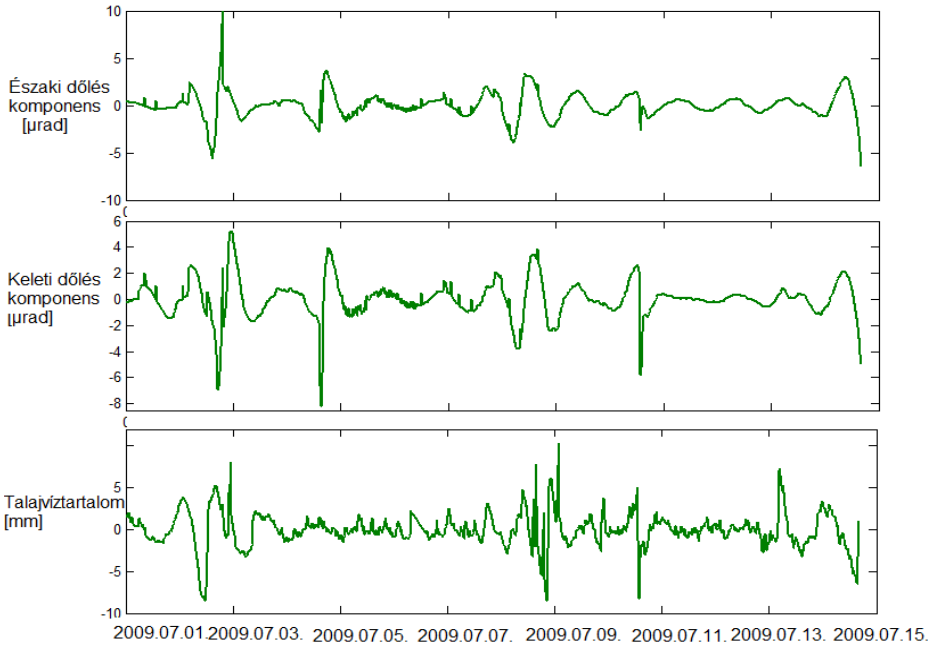
5.2.7. *Növényzet és a párologtatás hatása a lejtő dőlési értékeire*

A korábbi vizsgálatok esetében már rámutattam, hogy a növényzet nagymértékben módosítja a lejtős területekre ható környezeti paramétereket. Önálló hatását azonban még nem vizsgálta egy szakirodalom sem konkrét számszerűsíthető adatokkal. A növényi életfolyamatokat legjobban a transzspiráció jellemzi, mivel ez a folyamat számos másik folyamatot befolyásol (lombfakadás, termésérés, vízfelvétel stb.).

A többváltozós regressziós analízis nem mutatott kapcsolatot az evapotranszspiráció és a dőlési értékek változásában a teljes vizsgálati időszakra (5. táblázat). Ezért ezt a kapcsolatot elválasztva kellett kezelnem a növényzet aktívan párologtató tavaszi és nyári, ill. az őszi-téli nyugvó időszakában. Intenzív párologtatás során a talajból történő vízfelvétel növekszik, ellenkező esetben csökken. Ez a folyamat függ a növény életszakaszától, életfolyamataitól, talaj párologtatásától, csapadékeseményektől, illetve a lefolyás stb. mértékétől. A dőlési érték változása nagyobb (1-2 μrad) az aktív periódusban (tavasz és nyár), mint a téli időszakban (< 0,4 μrad). A kiugró értékeket a széllökések okozhatják, melyek a vegetációs időszakban erősebb hatással vannak a lejtőkre, mivel a lombkoronán keresztül jobban mozgatják a fákat, mint lombmentes időszakban (ősz végén – télen – tavasz elején).

Bár a statisztikai kiértékelés alapján a talajvíztartalom változása nagy hatással van a dőlési értékekre, nem minden esetben tulajdonítható elsődleges szerep ennek a paraméternek a dőlési értékekben bekövetkező változásokban. A 49. ábra az aluláteresztő szűrővel szűrt dőlési értékeket és a talajvíztartalmat mutatja. Míg a dőlési értékeknek egy napos periódusa van, addig a talajvíztartalom változása ennél hosszabb. E napos dőlési változást okozhatja a pórusnyomás változása, melyet a növényzet életfolyamatainak napi periódusa szabályoz, amit befolyásol természetesen a talajnedvesség értéke is (Kümpel et al., 1996; García et al., 2010). Habár a rövid periódusú, nagy frekvenciájú jelek eredetét nem tudjuk nagy bizonyossággal

megmondani, az eredmények alapján megállapítható, hogy a szélnek és a csapadéknak van a legnagyobb szerepe ezekben a változásokban.



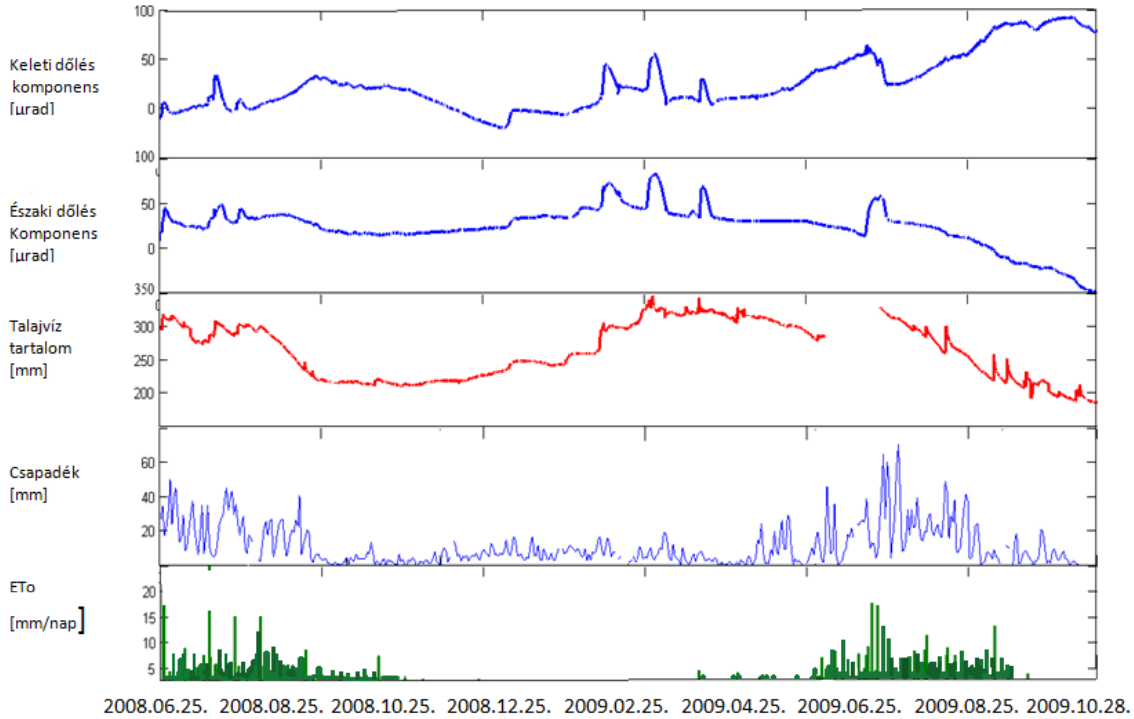
49. ábra. *A dőlési értékek napos periódusa nem követi minden esetben a talajvíztartalom változását*

(aluláteresztő szűrővel szűrt adatsor)

A 50. ábra mutatja a csapadékot a rövid periódusú talajvíztartalom változásokat, az evapotranszspirációt, a keleti dőlési komponens amplitúdóit (a dőlési amplitúdót a napi legnagyobb és legkisebb dőlési érték különbségéből számítottam). A fák aktív periódusában (2008. június 25. – szeptember 30. és 2009. május 1 – szeptember 30.), amikor a talajvíztartalom szintén magas és sok csapadék esik a dőlési amplitúdók szintén nagyok, és jó korrelációt mutatnak az evapotranszspirációval (k.e. 0.71). Ez az érték már április – május környékén növekedni kezd és szeptember – októberig magas értéket mutat, ami egybeesik a Bükk életfolyamatainak aktív periódusával. A kezdő és végpontja ennek az időszaknak a Bükknél leginkább a hőmérséklettől és a talajvíztartalom változástól függ. (Di Filippo et al., 2007; Vitassea et al., 2011). Különválasztva a lombhullató növények aktív és passzív időszakát, az aktív időszakban 0,3-0,5 µrad/mm változás következett be, míg a pihenő időszakban 0,1-0,2 µrad/mm. Vagyis a növényzet párologtatása bizonyítottan befolyásolja a dőlést a lejtős területeken.

Mivel a terület teljes egészében lejtőn helyezkedik el, ezért ez meghatározza a növények fizikális hatását is a dőlési értékekre. A fák a gravitációnak engedelmeskedve folyamatosan lejtő irányba húzzák gyökereikkel a talaj felső rétegeit. Így a talaj könnyebben mozdul el, ha

nedvesebb. Ezt fokozza még a nyugati irányú növekvő szélsebesség, amely mozgatásával még inkább erősíti a lejtő irányú elmozdulást. Emiatt a dőlésmérők D-DK –i dőlést regisztrálnak (ld. 36. ábra).



50. ábra. *A napos evapotranszspiráció, a csapadék, a talajvíztartalom és a keleti dőlési komponens kapcsolata*

5. 3. A növényzet osztályozása

A növényfajok vizsgálatát tulajdonságaik megismerésével kezdtem. Ehhez számos szakirodalom állt rendelkezésemre (Bartha, 1999; Turcsányi, 1998; Simon, 2004; Orosz, 2013). Ezekben az irodalmakban megtalálhatók a levelek méretei, melyekből a levélfelszín mérete számítható ki, a magassági adatok, az elméleti gyökérmélység és szélesség, melyből az átfogott talajtérfogat számítható. Ezenkívül fontos információt adnak a faj ökológiai igényéről is, mely a gyakorlatban végzett munkáknál fontos tényező. Ezek alapján három fő tulajdonságot (bemeneti értéket) adtam meg a programnak mely alapján elemezheti őket a lejtők stabilitására gyakorolt hatásuk alapján. E három tulajdonság jól reprezentálja, hogy az adott növény milyen módon és mértékben vesz részt a talajmozgások kialakulásában, mivel mind az életfolyamatok, mind pedig a gravitációnak engedelmeskedő súly és a gyökérzet hatása is szerepel.

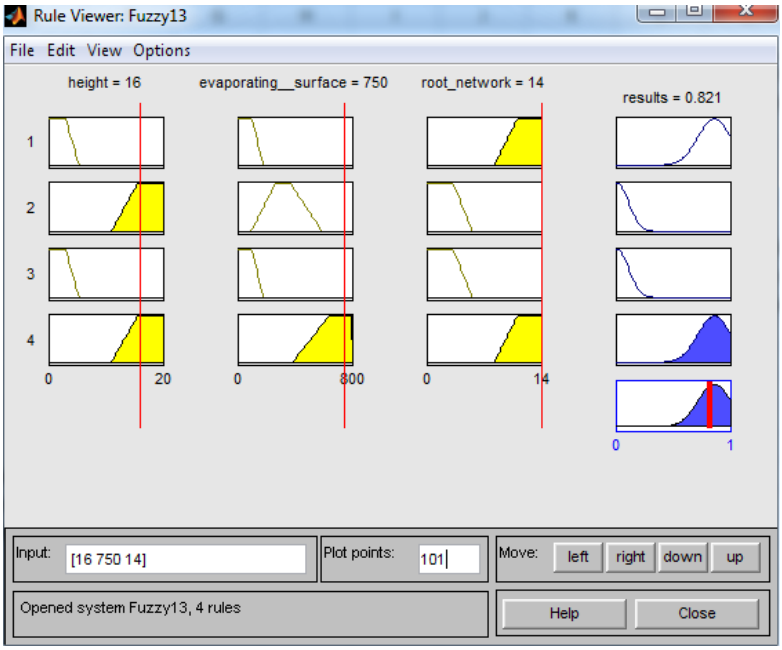
A három bemeneti változó a gyökérzet, a párologtató felület és a magasság. A gyökérzet nagyságát m^3-ben adtam meg, ami megmutatja, hogy a faj gyökérzete mekkora földtömeget

fog össze. A magasságot méterben, melynek megállapításában a fenti szakirodalmak segítettek. A párologtató felület a növényegyeden található levelek méretéből és számából kapott felületi értékkel adtam meg. A levélméretet a felsorolt szakirodalomban leírt elméleti szélességből és hosszúságból számítottam. A levelek számát egyrészt az irodalmakból (Führer et al., 2003, Simon, 2004; Rédei et al., 2011) vettem másrészt magam becsültem úgy, hogy két különböző korban (maximum 5 éves és több mint 10 éves) megszámoltam 1-1 egészséges példányon található levelek számát. A számolásnál a módszerem az volt, hogy minden nagyobb ágat, amelyen megszámoltam már a leveleket megjelöltem, így nem számolhattam kétszer ugyanazt az ágat. A területen hasonló korú egyedek találhatók, így ugyanazt az értéket kapták, az összehasonlíthatóság érdekében, Az osztályozáshoz felhasznált adatokat a 6. táblázat tartalmazza.

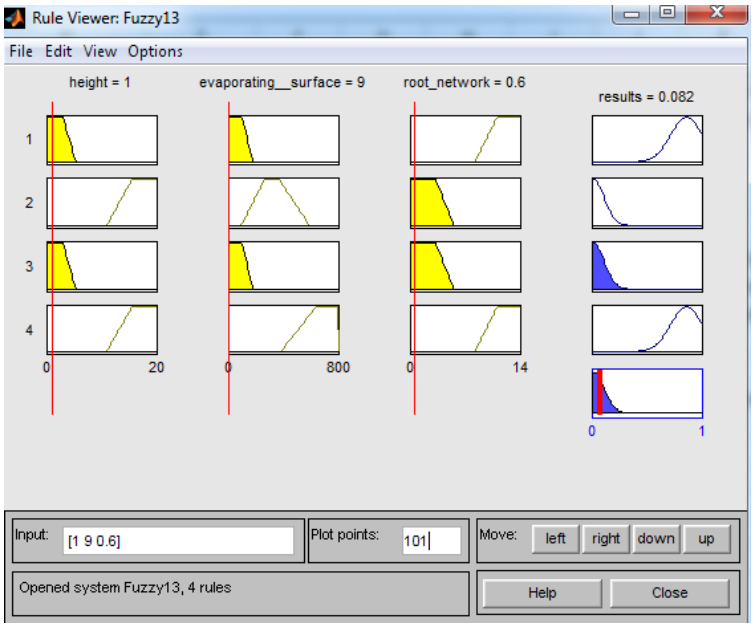
Ezután a program számára megadtam a különböző tulajdonságok besorolását (pozitív, semleges, negatív) az anyag és módszer című fejezetben leírt trapézok segítségével. A trapéz lábainak illetve vállainak értékét saját magamnak kellett meghatározni, azonban a szakirodalmak jó támpontot adtak ehhez is. pl. hogy egy fánál mekkora magasság számít alacsonynak vagy magasnak. Ez alapján állítottam be az értékeket. Így a megadott „a, b, c, d" értékek objektívek maradtak. Ezekből a megadott értékekből számol a program kimeneti értékeket, melyet Gauss-görbékkel ad meg (51., 52., 53.ábra és 7. táblázat).

6. táblázat. *A dunaföldvári és dunaszekcsői területen található nagy egyedszámban előforduló növényfajok számolt, ill. szakirodalomban megjelent tulajdonságai*

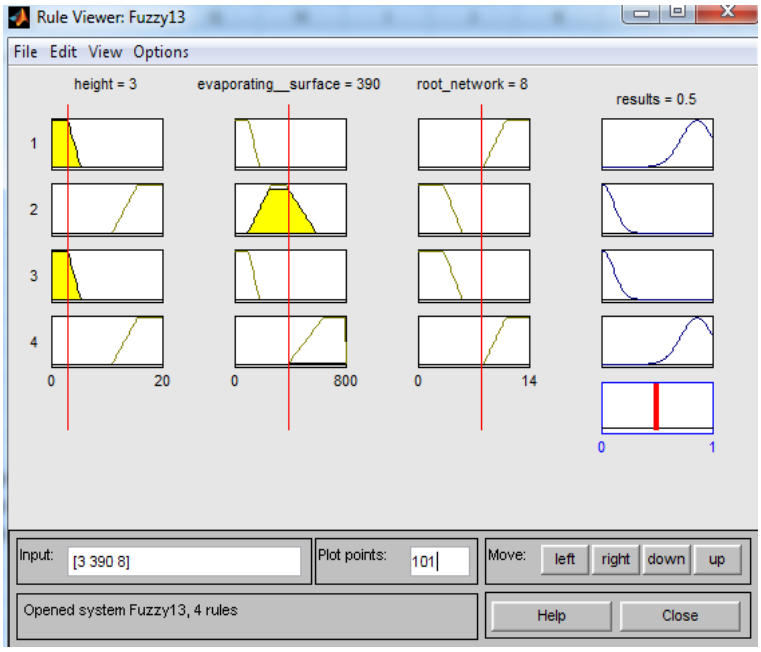
faj	magasság (m)	gyökérzet (m^3)	párologtató felület ($cm^2 \times 10^3$)
alma	5	4	53
bálványfa	22	6	156
bodza	3	1	35
cseresznye	6	8	468
gyalogakác	2	12	24
királydió	16	14,2	750
körte	2	5	44
meggy	3	8	390
őszibarack	4	5,2	120
szilva	5	8	50
szőlő	1	0,6	9
zöldjuhar	13	7,5	396



51. ábra. *A királydió kimeneti értékei. Az eredmény alapján ez a faj pozitívan hat a stabilitásra*



52. ábra. A *szőlő kimeneti értékei. Az eredmény alapján ez a faj negatívan hat a stabilitásra*



53. ábra. *A meggy kimeneti értékei. Az eredmény alapján ez a faj semleges módon hat a stabilitásra*

A defuzzyfikálás eredményeit mutatja a 7. táblázat, mely alapján a vizsgált növényfajok nagy része semleges módon hat a stabilitásra. Ezeknek a fajoknak a hatása leginkább attól függ, hogy milyen növényzet van a közvetlen közelükben (stabilitást segítő, gátló vagy semleges hatású). A semleges növényzet erősíti ezek hatását. Az eredmények alapján a gyalogakác és a királydió pozitívan hat a stabilitásra (51. ábra), míg az alma, a körte és a szőlő negatívan (52.ábra).

7. táblázat. *A különböző fajok deffuzzyfikált értéke és hatása a stabilitásra*

faj	defuzzifikált érték	hatás a stabilitásra
gyalogakác	0,821	**pozitív**
alma	0,107	**negatív**
bálványfa	0,50	semleges
zöld juhar	0,50	semleges
cseresznye	0,50	semleges
barack	0,50	semleges
körte	0,0975	**negatív**
szilva	0,50	semleges
meggy	0,50	semleges
királydió	0,804	**pozitív**
szőlő	0,082	**negatív**

A gyalogakác Észak-Amerikából került Európába, ahol gyorsan elterjedt. Özönnövénynek számít, mivel a természetes erdők és rétek helyét veszi el. Csaknem kiirthatatlan, mivel páratlanul gyorsan terjed. Gyökérzete rongálja a töltéstestet, és megakadályozza néha még azt is, hogy a fű gyökeret verjen. Azonban ezek a tulajdonságok a csuszamlások elleni védekezésben nagyon jók, mivel gyorsan növő fajról van szó, ami messze terjedő gyökereivel nagy területen fogja össze a talajt. Ezen kívül nem nagytermetű így súlyával nem képes elhúzni a lejtők talaját. Párologtató felülete elég nagy ahhoz, hogy védje a talajt a túlzott kiszáradástól és az átázástól is. Leginkább a sekély mozgások elleni védekezésben lehet jó, mivel gyökerei messze elterjednek, azonban nem jutnak túl mélyre a talajban (Magyar, 1961). Több egyed képes szorosan egymás mellett nőni, ami a csuszamlások szempontjából szintén kedvező, mivel a több egyed gyökérzete hálószerűen átszövi és tartja össze a talajt. A gyalogakác új területfoglalónak számít mindkét területen. Különösen Dunaszekcsőn, ahol az elhagyott kertekben akadály nélkül terjedhet.

A királydió nagyon különbözik a gyalogakáctól, azonban több esetben más irodalmak is leírták, hogy jó védelmet nyújt a talajmozgásokkal szemben (Orosz, 2013). A diófa gyökere nagyon változatos. Habár nem igazán nyúlik mélyre a talajban, nagyon vastag és erős horizontális gyökereket növeszt, melyek megfelelő (arid) környezetben akár a lombozaton messze túlnyúlnak. Így erőteljesen képesek megtartani a fa nagy termetét is és nem engedik a talaj elmozdulását. A másik pozitív tulajdonsága, hogy rendkívül jól csökkenti az eróziót a lejtőkön. Habár ennek a növénynek sok vízre van szüksége, nagy lombozata nem engedi túlzottan kiszáradni a talajt, mivel árnyékot ad számára. Ezen kívül a túl sok csapadékot is felfogja így az átáztatástól és csúszófelület kialakulásától is véd (Orosz, 2013).

Az eredmények alapján három faj (alma, körte, szőlő) is van, amely negatívan hat a stabilitásra. Az alma és a köre hasonló felépítéssel és ökológiai igényekkel rendelkezik. A problémát a viszonylag rövid és sekély gyökérzetük és nagy vízigényük okozza, különösen a nyár közepén – végén (Turcsányi, 1998). A gyökérzet kis átmérőjű és ugyanakkora, vagy valamivel kisebb, mint a lombkorona. A fa súlya nyár közepétől nagymértékben megnő, aminek oka a termésérés. Emiatt növekedik meg a vízfelszívás, ami kiszárítja a talajt, létrehozva a korábban leírt repedéseket. A körte és az almafa nem képes akkora árnyékot tartani az alatta lévő talajnak, mint pl. a dió így a repedések kialakulását az evaporáció csak fokozza.

A harmadik negatív hatást okozó faj a szőlő, mely az akác után a második domináns fajnak számít mindkét vizsgálati területen. Habár a termete kicsi és a transzspirációs felülete ehhez képest nagy, ez a növény rengeteg vizet vesz fel a talajból, amellyel komoly repedés-hálózatot hoz létre. Hiába nagyok a levelei, árnyékot alig adnak a talaj számára, így az evaporáció értéke nagy. Ezen kívül erős és nagyon mélyre hatoló karógyökérzettel rendelkezik, amely nem tartja össze a

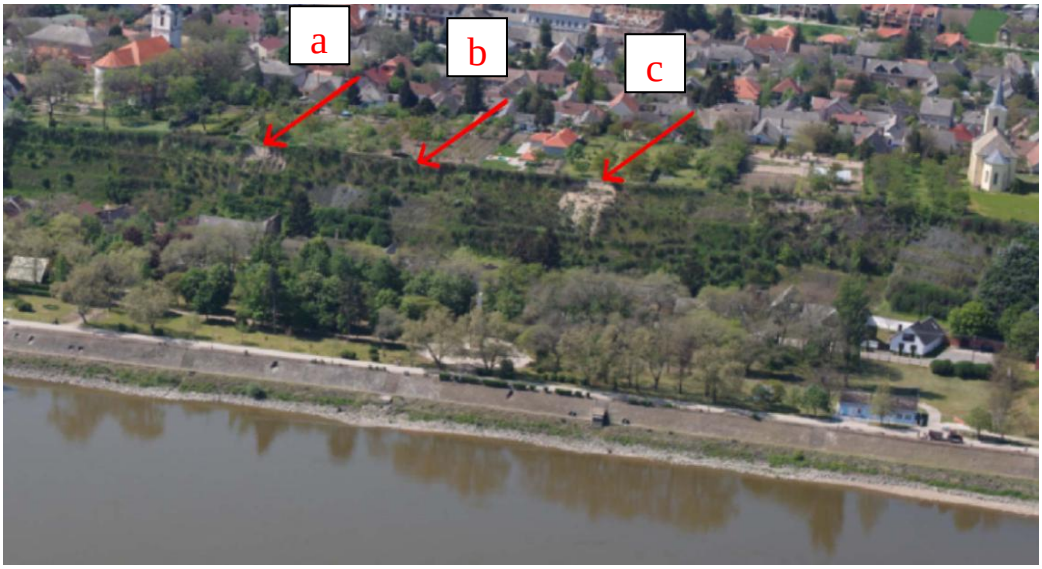
talajt, sőt segítségével mélyebb talajrétegekből (20-40 m) is képes vizet felvenni, amivel gyengíti az összetartó erőt a talajszemcsék között (Turcsányi, 1998).

Mivel a terület szárazabb klímájú, a fák nem nőnek magasra, inkább terebélyesebb lombkoronát és mélyebb gyökérzetet növesztenek, amellyel az alacsonyan lévő talajvizet is elérhetik.

A dunaszekcsői és dunaföldvári területek kiválóan alkalmasnak bizonyultak az eredményeim ellenőrzésére, mivel mindkét területen találhatók az utóbbi időben elmozdult részek. Dunaföldváron a löszfal gyümölcsöskertek végében kezdődik (54. ábra). A kertek érdekében korábban rézsűzéssel próbáltak védekezni a partfalcsúszás ellen. Azonban, azóta is voltak kisebb csúszások, melyek jól láthatók a falon. Lyukak, és repedések jelzik helyüket. Több kert végében is diófa áll. Ezeken a részeken a rézsűzés óta nyoma sincs elmozdulásnak. Korábbról nincsenek terepi felméréses adataim ezekről a részekről.

Az „a” területen lévő kert sarkában egy kisebb diófa áll. Mellette végig szőlőt ültettek, melyek ültetése párhuzamos volt a partfal szélével. A mozgás a szőlő mentén jelent meg és a diófáig tart. Ott azonban nem mutat tovább látható jeleket. A „b” területen kizárólag szőlő és lágyszárú növények találhatók. Itt is jól láthatók az elmozdulás jelei. A lágyszárú növényzet a talaj felső rétegét tudja csak megtartani, így a szőlő negatív hatása dominál. Az egyik dőlésmérőt is ennek a területnek a partfal felöli részén helyezték el.

Az „a” és „b” területen a szőlő a domináns faj, míg a „c” jelzésű területen egy almáskert található. Mivel az almafa nem nyújt jó árnyékot a talaj számára, így ezen a részen nagy az evaporáció értéke. Itt több faegyedet is elmozdítottak a korábbi csuszamlásos folyamatok (55. ábra).



54. ábra. *Csúszásos területek Dunaföldváron*

(forrás: Dunaföldvár Önkormányzat)

55. ábra. *A partfal szélén megcsúszott cserjék és fák Dunaföldváron*

A Dunaszekcsőn megcsúszott területeket az 56. ábrán a nyilak mutatják. Az „a” jelzésű területen, ahol már korábban is felhagytak a talajműveléssel, a gyalogakác konkurencia hiányában nagyon gyorsan terjed. E terület alatt egy nagyobb rész lecsúszott. A mozgás egészen az akácos terület széléig tartott. Az alsó (lecsúszott részen) gyümölcsös kert található, melyben dominál az alma, cseresznye, barack, körte és a szőlő. Ez a rész a mai napig is mozgásban van.

A „b” terület 2008.02.12. és 2008.02.17. között lecsúszott terület, melynek hátsó részén, (ami eddig lecsúszott), kizárólag szőlő nőtt, melyet párhuzamos sorban ültettek a partfal szélével (57. ábra). A terület első felén alma, körte és barackfa áll. Most ez a terület is megrogyott, és valószínűleg a közeljövőben további elmozdulások (csuszamlások) várhatók. A mozgás az előbb említett akácosig jól nyomon követhető repedésekkel. (58. ábra). Mivel mindkét területen a lejtő szélén vagy annak közvetlen közelében gyümölcsfák állnak. A fák közvetlen környezetében a lomb árnyékadó hatása miatt a talajnedvesség is nagyobb, így csökken a stabilitás és nő az elmozdulás veszélye ezeken a részeken.

56. ábra. *A már megcsúszott területek Dunaszekcsőn*

(forrás: MTA-CSFK-GGI)

57.ábra. *Az „a” területen 2008 januárjában megcsúszott fal a szőlőtőkékkel*

(forrás: MTA-CSFK-GGI)

10.13147/NYME.2015.023

58. ábra. *Az „a” területen található repedések (2010.03.23. Dunaszekcső)*

(forrás: szerző)

6. Diszkusszió

A dőlési értékek és a meteorológiai és hidrológiai paraméterek együttes mérése lehetőséget adott, hogy a kis (napos) és a nagyobb (éves) dőlési változások okait vizsgálhassam. A különböző adatsorokat több matematikai módszerrel vizsgáltam, hogy kimutathassam milyen hatással vannak a lejtős területekre mind önálló tényezőként, mind pedig rendszerként kezelve.

A dőlési értékek napos menetére közvetlen hatása van a csapadék és a levegő hőmérséklete, melyek nagymértékben befolyásolják a növényi vízfelszívás mennyiségét, valamint önálló tényezőként a szél sebessége. Míg a hosszabb távú hatást a talajvíztartalom változása okozza (mely a legnagyobb hatással bír a dőlési értékekre lejtős területeken), melyben nagy szerepet kap a növényzet életfolyamatainak éves periódusa. Ezenkívül a növekvő szélsebesség magas talajvíztartalom esetén, mely során a lombkoronát fújó szél a fák súlyával elhúzhatják a talajt. Nem csak a dőlési értékek növekedés, ill. csökkenése van hatással a stabilitásra, hanem az irányában bekövetkezett változások is fontos tényezők, melyben nagy szerepet kap a szél iránya.

Az előbb említett eredményekben kulcsfontosságú szerepet kap a növényzet azon belül is fák. A különböző fajok eltérő tulajdonságaik miatt különböző módon hatnak a talajra, így a fuzzy módszer segítségével egy olyan osztályozási lehetőséget kaptam mely alapján besorolhattam a különböző fajokat tulajdonságaik alapján, hogy gyengítik vagy erősítik a lejtők stabilitását. Az eredmények alapján a dió és az akác életfolyamataikkal és gyökérzetükkel nagymértékben segíti a stabilitást, míg a szőlő, a körte és az alma pedig nagymértékben segítik az elmozdulások kialakulását.

A földcsuszamlások kialakulását számos tényező együttes hatása okozza. A pontos kapcsolatok kutatásakor bonyolult rendszerek egymást módosító hatásait kell feltárnunk. Ennek első lépcsőfokát adják doktori munkám eredményei.

10.13147/NYME.2015.023

7. A vizsgálatok jövőbeli pontosítására vonatkozó tervek

Mivel a környezeti tényezők bonyolult rendszerként hatnak a földcsuszamlással veszélyeztetett területekre, ezért a vizsgálatok pontosítására és többféle mérésre van szükség a jövőben:

1. A meteorológiai és hidrológiai paraméterek komplex vizsgálatához hosszabb idősor kiértékelése szükséges. A Hidegvíz-völgyben végzett vizsgálatok újra kezdése (dőlésmérő újratelepítés), mellyel jobban alá lehetne támasztani az eddigi eredményekben bemutatott egyes paraméterek különálló, ill. együttes hatását. A hosszabb idősor segítségével matematikailag is jobban bizonyíthatóvá válnak az egyes paraméterek közötti kapcsolatok.

2. A különböző fajú növények gyökérzetének vizsgálata (vertikális és horizontális gyökéreloszlás és gyökér erősség). A növényi gyökérzet az egyik legmeghatározóbb paraméter a növényzet hatása szempontjából, így a különböző fajok gyökérzetének megismerése lehetőséget ad az általam készített elméleti Fuzzy módszer javítására. A jelenlegi elméleti módszer pontosítása a széleskörű gyakorlati felhasználáshoz.

3. Különböző klímájú területek vizsgálata a növényzet a talaj és a környezeti paraméterek egymást módosító hatásának szemszögéből. A különböző klimatikus (éves csapadékösszeg, átlagos szélirány, éves átlaghőmérséklet stb.) tényezők más módon befolyásolják a dőlések hosszú távú menetét, ezért az ugyanazon növényfajok hatása is más lesz a különböző területeken.

8. Összefoglalás, tézisek

A 1,5 éves egyetemi munkám, valamint a 4,5 éves doktori munkám keretében a különböző meteorológiai és hidrológiai paraméterek hatását vizsgáltam növényzettel borított, földcsuszamlással veszélyeztetett lejtős területeken. A vizsgálatok komoly elméleti előfeltételeket, kiértékeléseket és statisztikai számításokat foglaltak magukban.

E téma választásának legfőbb oka az volt, hogy a földcsuszamlások okozta károk évről évre nőnek és a klímaváltozás hatásai csak erősítik ezt a tendenciát. A probléma már nem csak a trópusi, erősen csapadékos, hanem a mediterrán éghajlatú területeken is megjelent. Aktuálissá vált a tömegmozgásos folyamatok e fajtáinak jobb megismerése, a rá ható tényezők vizsgálata, valamint egy olyan környezetbarát védekezési módszer kifejlesztése, mellyel hatékonyan megakadályozhatók a további károkozások.

Munkám során számos, a vizsgálati területeken regisztrált dőlési-, és környezeti paraméterek mérése lehetőséget adott arra, hogy különböző tulajdonsággal rendelkező területeken vizsgáljam a földcsuszamlások érzékenységét a növényzet, valamint az azon keresztül ható környezeti tényezők megváltozására.

A doktori munka különböző fázisait és eredményeit a következő tézisekben foglalom össze:

1. Az eddigi kutatások nagy jelentőséget tulajdonítottak a csapadék talajlazító hatásának, azonban vizsgálataim során **kimutattam, hogy a csapadék a kis léptékű (órás, napos) dőlési értékek menetét jelentős mértékben megváltoztatja a csapadék, addig a nagyobb léptékű dőlések értékében közvetlen módon nem okoz változást.** Módosító hatását azzal fejti ki, hogy a talajvíztartalmat növeli. A Hidegvíz-völgyi területre kiszámoltam a csapadék intenzitását és a talajvíztartalom változását, mely segítségével bizonyítottam fenti állításomat.

2. **Főkomponens analízis segítségével bizonyítottam, hogy az összes vizsgált paraméter közül a talajvíztartalomnak van a legnagyobb hatása a lejtődőlés értékére.** Míg a második legnagyobb hatással a levegő hőmérséklete volt. **Ezt a Spearman-, és a Pearson-rangkorrelációval is alátámasztottam.** A Hidegvíz-völgyi adatok segítségével **kimutattam, hogy a talajvíztartalom mennyiségében akkor következett be változás, ha az intenzitás 5-10 mm/nap felett volt.** Ez alatt túl kevés volt a csapadék, hogy átáztassa a talajt, míg felette túl intenzív volt az eső, hogy

beszivároghasson a lejtőn a talajba és leginkább elfolyt a felszínen. A második legnagyobb hatással a levegő hőmérséklete volt a lejtőre.

3. **A Hidegvíz-völgyi mérések alapján bizonyítottam, hogy a növényzeten keresztül a szélsebesség is hatással van a talajdőlési értékekre, ám ezt a hatást csak magas talajvíztartalom esetén és leginkább a növényzet aktív (lombos) időszakában fejti ki, amikor a fákat lombkoronájuk miatt nagyobb mértékben képes ingatni. Kimutattam, hogy a dőlési értékekben okozott változás nem csak a szél sebességétől, hanem annak irányától és időtartamától is függ.** Hosszabb ideig tartó nagy sebességű szél, ill. a fákat lejtő irányba döntő szél okozhat maradandó változást a dőlési értékek menetében.

4. Thornthwaite és Penmann-Monteith módszerek segítségével kiszámítottam a három vizsgálati terület párologtatását. **Kimutattam, hogy a növényzet, az életfolyamataival (felszívás és párologtatás) nagymértékben befolyásolja a talaj víztartalmát, ami mint korábban említettem legnagyobb hatással van a stabilitásra. Bizonyítottam, hogy a dőlési értékek mindhárom vizsgálati területen hasonló éves periodicitást mutatnak, mint a növényi életfolyamatok** (tavasszal növekvő dőlési értékek, ősztől csökkenő), ami azt jelenti, hogy a növényzet hatását is fontos ható tényezőként kell kezelni csuszamlás-veszélyes területeken.

5. **Fuzzy-logikán alapuló matematikai módszert dolgoztam ki a különböző növényfajok csuszamlás kialakulását elősegítő vagy csökkentő hatásának elemzésére. A különböző növényfajok szakirodalmi adatai alapján vizsgáltam, a dunaföldvári és dunaszekcsői tesztterületek növényfajait. Eredményeim alapján mindkét területen az akác és a dió pozitív fajnak tekinthető a csuszamlásos folyamatok elleni védekezésben, míg a szőlő, az alma és a körte negatívan hat a lejtő stabilitására. A többi faj hatása pedig a negatívan és pozitívan ható fajok közelségétől és egyedszámától függ. Elméleti eredményeim helyességét a tesztterületeken található korábbi csuszamlások nyomai is igazolják. A módszer továbbfejlesztésével egy hatékony természetes védekezési módszert lehetne a jövőben kialakítani.**

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet témavezetőmnek, Dr. Mentes Gyulának a közös kutatómunkában tanúsított iránymutatásaiért, hasznos tanácsaiért, a dolgozat megírásában nyújtott segítségéért, illetve, hogy a K 81295 számú OTKA projekt elnyerésével helyet biztosított nekem az intézetben munkám ideje alatt.

Külön hálás vagyok Vig Péternek és a Nyugat-magyarországi Egyetem Környezet- és Földtudományi Intézetének, a meteorológiai állomás által mért adatok rendelkezésemre bocsátásáért, azok rendszerezéséért és értékes tanácsaiért, amivel munkámat nagymértékben elősegítette.

Hálás vagyok az MTA CSFK GGI minden olyan munkatársának, akikhez bármilyen a kutatómunkámmal kapcsolatosan felmerülő kérdéssel, nyugodt szívvel fordulhattam. Külön megköszönöm Gimesiné Németh Ágnesnek és Molnár Tibornak az adatok folyamatos kiolvasását és gondos rendszerezését.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm családom minden egyes tagjának támogatását és türelmét, mellyel nagymértékben hozzájárultak munkám eredményességéhez.

Irodalomjegyzék

Abe, K., Ziemer, R.R. 1991. Effect of tree roots on a shear zone: Modeling reinforced shear stress. Canadian Journal Forest Res. 21, 1012-1019.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Papers 56, Food and Agricultural Organization of the United Nations, Rome, Italy, 300.

Anderson, M.G., Kneal, P.E. 1982. The influence of low-angled topography on hillslope soil-water convergence and stream discharge. Journal of Hydrology 57, 65-80.

Bacskai, A., Dajka, I. 2011. Suvadások/ Földcsuszamlások okai és a védekezés módszerei. Magyar Hidrológiai Társaság XXIX. Országos vándorgyűlés, Eger, 2011. július 6-8. http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/29/dolgozatok/bacskai_attila.html

Bartha, D. 1999. Magyarország fa és cserjefajai - Tree and shrub species of Hungary Mezőgazda kiadó Kft. Hungary, ISBN: 9789632861050.

Bathurst, J.C., Isabella Bovolo, C., Cisneros, F. 2010. Modelling the effect of forest cover on shallow landslides at the river basin scale. Ecological Engineering, 36, 317–327.

Benett, S.J., Simon A. 2004. Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphoglogy, Water Science and Application, 8, 126-127.

Bibalani, G. H., Majnonian, B. E., Adeli, Sanii H. 2006. Slope stabilization with Gleditshia caspica and Parrotia persica. Int. J. Environ. Sci. Tech. 2 (4), 381-385.

Bo, M.W., Fabius, M., Fabius, K. 2008. Impact of global warming on stability of natural slopes. In: Locat, J., Perret, D., Turmel, D., Demers, D., S. Leroueil, S., (eds): Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management. Presse de l'Université Laval, Québec, 594.

Borgulya, I. 1998. Neurális hálók és fuzzy-rendszerek. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, 226.

Bódis, V.B., Mentes, Gy. 2012. The role of vegetation in the daily and yearly small tilt variations of the Danube's high bank, Hungary Zeitschrift für Geomorphologie Vol 56 (2), 133-141.

Buma, J. 2000. Finding the most suitable slope stability model for the assessment of the impact of climate change on a landslide in southeast France, Earth Surf. Process. Landforms, 25, 565-582.

Caine, N. 1980. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows In: Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, P.C. 2008. The rainfall intensity–

duration control of shallow landslides and debris flows: an update Landslides, 5, (1), 3-17.

Campbell, G.S. 1985. Soil Physics with Basic: Transport Models for Soil-Plant Systems, Developments in Soil Science 14. Elsevier, Amsterdam http://books.google.hu/books?id=VvTNYMUQuLEC&printsec=frontcover&hl=hu&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false

Cannon, S.H., Gartner, J.E. 2005. Wildfire-related debris flow from a hazards perspective. In: Jakob M, Hungr O (eds): Debris flow hazards and related phenomena. Springer, Berlin, 363–385.

Clarizia, M., Gullà, G., Sorbino, G. 1996. Sui meccanismi di innesco dei soil slip. In: Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, P.C. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update Landslides, 5, (1), 3-17.

Corominas, J., Moya, J., Lloret, A., Gili, A.J., Angeli, M.G., Pasuto, A., Silvano, S. 2000. Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. Engineering Geology, 55, 149–166.

Crosta, G. 1998. Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation – Environmental Geology, 35, (2-3), 131-145.

Crosta, GB, Frattini P. 2001. Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow. In: Mugnai A, Guzzetti F, Roth G (eds) Mediterranean storms. Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms. Siena, Italy, 463–487.

Di Filippo, A., Biondi, F., Cufar, K., de Luis, M., Grabner, M., Maugeri, M., Saba, E.P., Bartolomeo, Schirone, B., Piovesan, G. 2007. Bioclimatology of beech (Fagus sylvatica L.) in the Eastern Alps: spatial and altitudinal climatic signals identified through a tree-ring network. Journal of Biogeography 34 (11), 1873–1892.

Dikau, R.D., Brunsden, M.L., Ibsen, L., Schroot 1996. Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes 251 John Wiley &Sons, Chichester, UK.

Dingman, S.L. 1994. Physical Hydrology, 575. Macmillan New York.

Dykes, A.P. 2002. Weathering-limited rainfall-triggered shallow mass movements in undisturbed steepland tropical rainforest, Geomorphology 46, 73-93.

Ekanayake, J.C., Marden, M., Watson A., Rowan D. 1997. Tree roots and slope stability: a comparison between radiata pine and kanuka. New Zealand Journal of Forestry Science, 27, 2, 216-233.

Fuchu, D., Lee, C.F., Sijing, W. 1999. Analysis of rainstorm-induced slide-debris flow on the natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. Engineering Geology, 51, 279-290.

Fumitoshi, I., Sidle R.C., Kamei R. 2008. Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. Earth Surface Processes and Landforms, 33, 827–840.

Führer, E., Rédei, K., Csiha, I. 2003. The role of fast growing tree species in the afforestation programme of the Great Hungarian Plain (the Alföld). Afforestation in Europe: experiences and prospects. Proceedings, Warsawa, 93-100.

García, A., Hördt, A., Fabian, M. 2010. Landslide monitoring with high resolution tilt measurements at the Dollendorfer Hardt landslide, Germany. Geomorphology 120, 16–25.

Glade, T. 1998. Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand, Environmental Geology, 35 (2-3), 160-174.

Glade, T., Anderson M., Crozier M.J. (eds.) 2005. Landslide Hazard and Risk. John Wiley and Sons Ltd.

Goldsmith, W., Silva M., Fischenich C. 2001. Determining Optimal Degree of Soil Compaction for Balancing Mechanical Stability and Plant Growth Capacity ERDC TN-EMRRP-SR-26.

Greenway, D.R. 1987. Vegetation and slope stability, In: Anderson M. F. and Richards K. S. (eds.): Slope Stability, New York, Wiley, 187-230.

Greenwood, J.R. 2005. SLIP4EX – A program for routine slope stability analysis to include the effects of vegetation, reinforcement and hydrological changes. Plant Soil 24, 449–465.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, P.C. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update Landslides, 5, (1), 3-17.

Gyalog, L., Budai, T. 2004 MÁFI Évi Jelentés 2002. http://www.elgi.hu/hu/node/628

Haas, J. (Ed.), 2010. Geology of Hungary, Eötvös University Press, Budapest

Haneberg, W.C., Gökce, A.Ö. 1994. Rapid water-level fluctuations in a thin colluvium landslide West of Cincinnati, U.S. Geological Survey Bulletin 2059-C, 21.

Hetherington, E.D. 1987. The importance of forests in hydrological regime. In: Healey, M.C., Wallace, R.R. (eds) Canadian Aquatics Resources. Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences. Fisheries and Oceans Canada, Ottawa, 215, 179-211.

Hum, L., Sümegi, P. 2001. Dunaszekcsői pleisztocén rétegsorok malakológiai vizsgálatai. Malakológiai Tájékoztató 17-27.

IAEA. 2008. Field Estimation of Soil Water Content. A Practical Guide to Methods, Instrumentation and Sensor Technology. Soil and Water Management and Crop Nutrition Section, International Atomic Energy Agency, Training Course Series No. 30, Vienna, Austria.

Innes, J.L. 1983. Debris flows. In: Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, P.C. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update Landslides, 5, (1), 3-17.

Kaszás, F., Kraft, J. 2009. A dunaszekcsői magaspart rogyásos suvadása. Mélyépítő Tükörkép Magazin 8, 35–39.

Keefer, D.K., Johnson, A. 1983. Earth flows: morphological, mobilization, and movement. Geological Survey Professional Paper 1264, United States Government Printing Office, Washington. 21.

Király, G. 2004. A Soproni-hegység edényes flórája Flora Pannonica Növényföldrajzi és taxonómiai folyóirat 2 (1), 7-12.

Kleb, B., Schweitzer, F. 2001. A Duna csuszamlásveszélyes magaspartjainak településkörnyezeti hatásvizsgálata. In: Ádám, A. és Meskó, A. (szerk). Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői (Magyarország az ezredfordulón), Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 169-193.

Kovács, J. 2003. Vörösagyagok geomorfológiai helyzete és kora a Kárpát-medencében Természetföldrajzi Közlemények 24. Pécsi Tudományegyetem. Pécs, 3-19.

Kümpel, H.J., Varga, P., Lehmann, K., Mentes, Gy. 1996. Ground Tilt Induced by Pumping - Preliminary Results from the Nagycenk Test Site, Hungary. Acta Geodetica et Geophysica et Hungarica, 31 (1–2), 67–79.

Larsen, M.C., Simon, A. 1993. A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico. Geografiska Annaler, 75A, (1-2), 12-23.

Lóczy D. (szerk). 2008. Geomorfológia II. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, 440.

Magyar, P. 1961. Alföldfásítás I–II. Akadémiai Kiadó, Budapest,

Marston, R.A. 2010. Geomorphology and vegetation on hillslopes: Interactions, dependencies, and feedback loops. Geomorphology, 116 (3-4), 206-217.

Martinez-Meza, E., Whitford, W.G. 1996. Stemflow, throughfall and channelization of stemflow by roots in three Chihuahuan desert shrubs. Journal of Arid Environments, 32, 271-287.

Mateos, R.M., García-Moreno, I., Azañón, J.M. 2012. Freeze–thaw cycles and rainfall as triggering factors of mass movements in a warm Mediterranean region: the case of the Tramuntana Range (Majorca, Spain). Landslides, 9 (3), 417-432. doi:10.1007/s10346-011-0290-8.

McNaughton, K.G., Jarvis, P.G. 1983. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation water Deficits and Plant Growth, Academic, New York, 1-47.

Mentes, Gy. 2003. Local effects disturbing the monitoring of tectonic movements of the Mecsekalja fault by shallow deep borehole tiltmeters in Hungary. Acta Geod. Geoph. Hung. 38 (3), 327–335.

Millard, T. 2003. Schmidt Creek sediment sources and the Johnstone Strait Killer Whale Rubbing Beach. Res. Sec., Van. For. Reg., B.C. Min. For., Nanaimo, B.C.Tec. Rep. TR-025/2003. 21.

Monteith, J.L. 1965. Evaporation and environment. In: Fogg, G.E. (Ed): The state and movement of water in living organisms. Symposia of the Society for Experimental Biology, Cambridge, University Press, Cambridge 19, 205–234.

Montgomery, D.E. Dietrich, W.E., 2002. Runoff generation in a steep, soil-mantled landscape. Water Resources Research, 38 (9), 7-1–7-8.

Natarajan, T.K., Gupta S.C. 1980. Technique of erosion control for surficial landslides. Proc. International Symposium on Landslides, New Delhi, 3, 413-417.

Norris, J.E., Greenwood, J.R. 2006. Assessing the role of vegetation on soil slopes in urban areas. In: 10th IAEG International Congress, Nottingham, UK, 6-10 September 2006.

Oltchev, A., Constantin, J., Gravenhorst, G,. Ibrom, A., Schmidt, J., Falk, M., Morgenstern, K., Richter, I., Vygodskaya, N. 1996. Application of six-layer SVAT model for simulation of evapotranspiration and water uptake in a spruce forest, Phys. Chem. Earth. 21 (3), 195-199.

Orosz, P. 2013. A dió-The walnut. http://www.dioskonyv.byethost3.com/14-01/1.htm Hungary.

Pasuto, A., Silvano, S. 1998. Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy, Environmental Geology, 35, (2-3), 184-189.

Pécsi, M. 1967. A földfelszíni külső (exogén) folyamatok osztályozása és nevezéktani értelmezése. Földrajzi Közlöny, 15, (3), 199-209.

Pécsi, M. 1971a. A földcsuszamlások főbb típusai. Földrajzi Közlöny, 19, (1), 125-143.

Pécsi, M. 1971b. Geomorfológia mérnökök számára. Földrajzi közlemények, Tankönyvkiadó, Budapest, 243.

Penman, H.L. 1953. The physical basis of irrigation control. In: Synge, P.M. (Ed). Report of the Thirteenth International Horticultural Congress, 1952. Royal Horticultural Society, 913–914.

Pollen, N. 2007. Temporal and spatial variability in root reinforcement of streambanks: Accounting for soil shear strength and moisture. Catena, 69, 197–205.

Pollen, N., Simon, A. 2005. Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on stream bank stability using a fiber bundle model. Water Resour. Res. 41, 1–11.

Pollen-Bankhead, N., Simon, A. 2010. Hydrologic and hydraulic effects of riparian root networks on streambank stability: Is mechanical root-reinforcement the whole story? Geomorphology, 116, 353–362.

Rédei, K., Csiha,I., Keserű, Zs. 2011. Black locust (Robinia pseudoacacia L.) Short-Rotation Crops under Marginal Site Conditions. Acta Silvatica Lingaria Hungarica 125-132

Reubens, B., Poesen, J., Danjon, F., Geudens, G., Muys, B. 2007. The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: A review. Trees-Structure and Function, 21 (4), 385-402.

Rey, J.M. 1999. Modelling potential evapotranspiration of potential vegetation. Ecological Modelling, 123(2-3) 141–159.

Roering, J.J., Schmidt, K.M., Stock, J.D., Dietrich,W.E., Montgomery, D.R. 2003. Shallow landsliding, root reinforcement, and the spatial distribution of trees in the Oregon Coast Range. Can. Geotechnical Journal, 40, 237–253.

Salciarini, D., Savage, W.Z., Godt, J. W., Conversini, P,. Baum, R., Michael, J. A. 2005. Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria region of central Italy. Geophysical Research Abstracts, 7, 01694.

Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Schaub, T. 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. Can. Geotech. J. 38, 995–1024.

Schwab, J.W. 1983. Mass wasting: October-November 1978 storm, Rennel Sound, Queen Charlotte Islands, British Columbia. Research note 91, Ministry of Forests, lnformation Services Branch, Victoria, B.C., Province of British Columbia V8W 3E7, 21.

Sharpe, C.F.S. 1938. Landslides and related phenomena. Columbia University Press, New York, 137.

Sidle, R.C., Nilsson, B., Hansen, M. 1998. Spatially varying hydraulic characteristics of a fractured clayey till determined by field tracer tests, Fuenen, Denmark

Sidle, R.C., Ochiai, H. 2006. Landslides: processes, prediction and land use. ISBN-13:978-0-87590-322-4 Washington D.C. Nicaragua. Unpublished Master Thesis for the Institute of Geography, Paris University of Salzburg.

Sidle, R.C., Pearce, A.J., O'Loughlin, L.C. 1985. Hillslope Stability and Land Use, Water Resources Monograph, vol. 11, Am. Geophys. Union, Washington D.C. 140.

Sidle, R.C., Terry, P.K.K. 1992. Shallow landslide analysis in terrain with managed vegetation. Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions. In: Proceedings of the Chengdu Symposium, July 1992. IAHS Publ. no. 209. 289-298.

Sidle, R.C., Ziegler, A.D., Negishi, J.N., Abdul Rahim N., Siew, R., Turkelboom, F. 2006. Erosion processes in steep terrain-truths, myths and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. For. Ecol. Manage. 224 (1-2), 199-225.

Simon, T. 2004. Field guide to the vascular flora of Hungary. Nemzedékek tudása. Schoolbook publisher Hungary, ISBN: 9789631953091

Stannard, D. I. 1992. Tensiometers – theory, construction and use. Geotechnical Testing Journal, 15 (1), 48-58.

Szabó, J. 1982. Gondolatok a csuszamlásos folyamatok általános jellemzéséhez különös tekintettel az osztályozás kérdéseire. Acta Geographica Debrecina, 20, 63-114.

Szabó, J. 2001. A csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi felszínformák kialakulásában. In: Ádám, A.; Meskó, A. (szerk): Földtudományok és a földi folyamatok kockázati tényezői (Magyarország az ezredfordulón), Budapest, 143-168.

Szabó, J. 2004. Tömegmozgások. In: Lóki, J. és Szabó, J. (szerk.): A külső erők geomorfológiája környezettan és környezettudományi szakosoknak. Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen, 27-64.

Szabó, J., Lóki, J., Tóth, Cs., Szabó, G. 2007.Természeti veszélyek Magyarországon Földrajzi Értesítő, LVI, 1-2, 15-37.

Szilágyi, J., Gribovszki, Z., Kalicz, P., Kucsara, M. 2008. On diurnal riparian zone groundwater-level and streamflow fluctuations. Journal of Hydrology, 349, 1– 5.

Terwilliger, V. J., Waldron, L.J. 1990. Assessing the contribution of roots to the strength of undisturbed, slip prone soils, Catena 17, 151-162.

Terzaghi, C.R. 1950. Mechanism of landslides. In: Paige, S. (ed.): Application of Geology to emgineering practice. Geological Society of America, Boulder, CO. 83-123.

Thomas, R. E., Pollen-Bankhead, N. 2010. Modeling root-reinforcement with a fiber-bundle model and Monte Carlo simulation Ecological Engineering, 36, (1), 47-61.

Tsai, T. L., Yang, J.C. 2006. Modeling of rainfall-triggered shallow landslide. Environmental Geology, 50, 525–534.

Tsutsumi, D., Kosugi, K. Mizuyama, T. 2003. Root-System Development and Water-Extraction Model Considering Hydrotropism. Soil Science Society of America Journal 67, (2), 387-401.

Tu, X.B., Kwong, A.K.L., Dai, F.C., Tham L.G. 2009. Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides. Engineering Geology, 105, 134–150.

Turcsányi, G. 1998. Mezőgazdasági növénytan - Agricultural botany. Szaktudás Kiadó Ház Zrt. Hungary, ISBN: 9633562279

Újvári, G., Mentes, Gy., Bányai, L., Kraft, J., Gyimóthy, A., Kovács, J. 2009. Evolution of a bank failure along the River Danube at Dunaszekcső, Hungary. – Geomorphology 109, 197–209.

Van Asch, W.J., Buma, J.T. 1997. Modelling groundwater fluctuations and the frequency of movement of landslide in the Terrs Noires Region of Barcelonnette. Earth Surface Processes Landforms. 22, 131-141.

Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. In: Schuster, R.R.L and Krizek, R.J. (eds.): Landslides, Analysis and Control. National Academy of Sciences, Nataional Research Council, Washington, DC. 11-13, (Special Report 176).

Vitassea, Y., Christophe François, C., Nicolas Delpierreb, N., Dufrêne, E., Kremerd, A., Chuine, I., Delzona, S. 2011. Assessing the effects of climate change on the phenology of European temperate trees. Agricultural and Forest Meteorology, 151, 969–980.

Watson, A. 2000. Wind-induced forces in the near-surface lateral roots of radiata pine. Forest Ecology and Management, 135, 133-142.

Wu , T.H., McKinnel, W.P., Swanston D.N. 1979. Strength of tree roots and landslides on Price of Wales Island, Alaska Can. Geotech. J. 16, 19-33.

Wu, T.H., Swantston, D.N. 1980. Risk of Landslides in Shallow Soils and its Relation to Clearcutting in Southeastern Alaska: Forest Science, Volume 26, (3), 495-510.

Yarbrough, L.D. 2000. Channel Bank Stability Analysis and Design-Considering the Effects of Riparian Vegetation and Root-Reinforcement. Thesis for the Master Degree of University of Mississippi. 121.

Zadeh, L.A. 1965. Fuzzy sets. Information and control, 8(3), 338-353.

Zheng, F.L. 2006. Effect of vegetation changes on soil erosion on the loess plateau. Pedosphere 16 (4), 420–427.

Ziemer, R.R. 1978. An apparatus to measure the crosscut shearing strength of roots, Can. J. For. Res 8. 142-144.

Ziemer, R.R. 1981. Roots and the stability of forested slopes, IAHS Publ. 132, 343-361.

Ziemer, R.R., Swanston D.N. 1977. Root strength changes after logging in southeast Alaska U.S. Dep. Agric. For. Serv. Res. Note PNW-306, Portland, OR, USA