



**Szélerózió-veszélyeztetettséget befolyásoló tényezők vizsgálata  
alföldi mintaterületeken**

**Egyetemi doktori (PhD) értekezés**

**Szerző:**

**Négyesi Gábor**

**Témavezető:**

**Dr. Lóki József**

**DEBRECENI EGYETEM**

**Természettudományi Doktori Tanács**

**Földtudományok Doktori Iskola**

**Debrecen, 2009**

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

*Debrecen, 2009. november 9.*

*a jelölt aláírása*

*Tanúsítom, hogy Négyesi Gábor doktorjelölt 2004- 2007. között a fent megnevezett Doktori Iskola A lito-és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult.*

*Az értekezés elfogadását javasolom.*

*Debrecen, 2009. november 9.*

*a témavezető aláírása*

# Szélerózió-veszélyeztetettséget befolyásoló tényezők vizsgálata alföldi mintaterületeken

Értekezés a doktori (Ph.D.) fokozat megszerzése érdekében  
a **Földrajz** tudományágban

Írta: **Négyesi Gábor** okleveles geográfus

Készült a Debreceni Egyetem **Földtudományok** doktori iskolája  
(A *lito-és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai* programja) keretében

Témavezető: **Dr. Lóki József**

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Dr. ....  
tagok: Dr. ....  
Dr. ....

A doktori szigorlat időpontja: 2009....

Az értekezés bírálói:

Dr. ....  
Dr. ....  
Dr. ....

A bírálóbizottság:

elnök: Dr. ....  
tagok: Dr. ....  
Dr. ....  
Dr. ....  
Dr. ....

Az értekezés védésének időpontja: 2010.

## Tartalomjegyzék

1. Bevezetés, célkitűzés.....	7
2. Irodalmi áttekintés.....	9
2.1. A hazai szakirodalom összehasonlító elemzése .....	10
2.1.1. A szélerózió folyamatának vizsgálata Magyarországon .....	10
2.1.2. Erdősítések Magyarországon .....	13
2.2. A nemzetközi szakirodalom összehasonlító elemzése .....	15
2.2.1. A talajnedvesség és a szélerózió kapcsolatának vizsgálata.....	15
2.2.2. A talajfelszínen képződött kérgék vizsgálata .....	17
2.2.3. A talajfelszínen kialakult kérgék hatása a szélerózióra.....	19
2.2.4. Védekezés mezővédő erdősávokkal.....	22
3. Anyag és módszer .....	27
3.1. A mintaterületek általános jellemzése .....	27
3.1.1. Földtani—geomorfológiai tényezők.....	27
3.1.2. Éghajlati adottságok.....	35
3.1.3. Talajtani adottságok.....	46
3.1.4. Talajvíz.....	48
3.2. Terepi mintavétel, mintavételi helyek .....	51
3.3. A talajok szedimentológiai vizsgálata.....	52
3.4. A talajok besorolása .....	53
3.5. Szélcsatorna-vizsgálatok .....	56
3.5.1. A szélcsatorna jellemzői .....	56

3.5.2. A minták előkészítése a kísérletre.....	60
3.5.4. Kísérletek nedves talajokkal.....	64
3.5.5. A növényzettel végzett vizsgálatok.....	64
3.6. A kéregellenállás vizsgálata.....	65
3.7. A mezővédő erdősávok állapotfelmérése.....	67
4. Eredmények.....	76
4.1. A szedimentológiai vizsgálatok eredményei.....	76
4.1.1. A nyírségi talajminták szedimentológiai elemzésének eredményei.....	76
4.1.2. A hajdúháti talajminták szedimentológiai elemzésének eredményei.....	78
4.1.3. A karcagi talajminták szedimentológiai elemzésének eredményei.....	80
4.2. A szélprofil vizsgálatok eredményei.....	82
4.3. A kritikus indítósebesség vizsgálatának eredményei.....	83
4.3.1. A nyírségi mintaterület talajmintáinak kritikus kezdősebessége.....	83
4.3.2. A hajdúháti mintaterület talajmintáinak kritikus kezdősebessége.....	84
4.3.3. A karcagi mintaterület talajmintáinak kritikus kezdősebessége.....	86
4.4. Az erodálhatósági vizsgálatok eredményei.....	89
4.4.1. A nyírségi mintaterület talajainak erodálhatósági értékei.....	89
4.4.2. A hajdúháti mintaterület talajainak erodálhatósági értékei.....	92
4.4.3. A karcagi mintaterület talajainak erodálhatósági eredményei.....	95
4.5. A mechanikai összetétel és az erodálhatóság, valamint a humusztartalom és erodálhatóság közötti összefüggések.....	97
4.6. Az erodálhatóság területi megoszlása.....	104
4.7. Az öntözéses vizsgálatok eredményei.....	112

4.8. A talajfelszíni kéreg kialakulása.....	119
4.8.1. A talajfelszínen képződött kéregek szedimentológiai vizsgálatának eredményei.....	120
4.8.2. A mikropenetrométerrel végzett vizsgálatok eredményei .....	125
4.9. A mezővédő erdősávok állapotfelmérésének eredményei.....	126
5. Összefoglalás.....	136
6. Summary .....	141
Irodalomjegyzék.....	147

## 1. Bevezetés, célkitűzés

A szélerozió a Föld számos területén, így hazánkban is komoly problémákat és jelentős károkat okoz. Ez a jelenség elsősorban a homoktalajokat veszélyezteti, de kötöttebb talajokon is jelentős pusztulást okozhat. A károk egy része lehet mezőgazdasági (talajvesztés, termőképesség-csökkenés stb.), illetve közegészségügyi (poremisszió, kemikáliák levegőbe jutása). A folyamat veszélyességét fokozza, hogy – eltérően a vízeróziótól – a kártételnek gyakran nem maradnak szemmel látható, nyilvánvaló felszíni nyomai, hiszen a finomabb frakció, vagy a szerves anyag eltávozását csak laboratóriumi vizsgálatokkal lehet kimutatni. Napjainkban a klimatológiai elemzések arra utalnak, hogy hazánkban a mediterrán hatások fognak felerősödni, így az éghajlat további szárazodása várható, amely a szélerozió felerősödését vonja maga után.

A széleroziós kutatási módszerekben mind nemzetközi, mind hazai szinten két irány látszik uralkodónak: a kísérletek elvégezhetőek terepi, illetve laboratóriumi (szélcsatornás) körülmények között.

Magyarországon, a Debreceni Egyetemen rendelkezünk olyan szélcsatornával, amelyben már több évtized óta folynak különböző széleroziós jellegű kutatások. Ezek eredményeit terepen is kontrollálták. A korábbi eredményekre alapozva kutatásaim eszközéül a szélcsatornát választottam. Hozzájárult ehhez az is, hogy a terepi méréseknek meglehetősen nagy a bizonytalansági tényezője, ugyanis nem biztos, hogy a tervezett kutatási időszakban a megfelelő éghajlati adottságok rendelkezésre állnak ahhoz, hogy a szélerozió folyamata kialakuljon.

A kutatásaim során a korábbi eredményekre támaszkodva – azokat kibővítve – kívántam folytatni a széleroziós vizsgálatokat úgy, hogy három, különböző táji adottságokkal rendelkező területet (Nyírség, Hajdúhát, Szolnok-Túri sík egy-egy részterületét) választottam. A vizsgálataim során néhány befolyásoló tényezőnek a minőségi és mennyiségi értékelését úgy kívántam elvégezni, hogy a széleroziót a talajtani adottságok, az éghajlat és a területhasználat összefüggésrendszerben vizsgáltam. A kutatás során az alábbi célokat tűztem ki:

### ***1. A mintaterületek potenciális szélerozió-veszélyeztetettségi térképének az elkészítése.***

- Az egyes fizikai talajfeleségek mechanikai összetételének, humusz és  $\text{CaCO}_3$ -tartalmának, valamint az erodálhatóság kapcsolatrendszerének feltárása.
- A szántóföldekről begyűjtött, különböző fizikai talajtípusok kritikus kezdősebességének, erodálhatóságának meghatározása.

- A kapott mérési eredmények és adatbázisok térinformatikai szoftveres feldolgozásával digitális térképállományok elkészítése.
- A szélcsatornában végzett vizsgálatok alapján a mintaterületek potenciális (talajtextúrán és területhasználton alapuló) szélerózió-veszélyeztetettségi térképének elkészítése.

## **2. A defláció elleni védekezés módszereinek a továbbfejlesztése**

### **a. A talajnedvesség és a szélerózió kapcsolatrendszerének feltárása**

Mivel a szélerózió elleni egyik leghatékonyabb védekezési módszer a talaj megfelelő nedvességtartalmának megtartása, így vizsgálataim is részben erre irányultak.

- A talajok nedvességtartalma nemcsak a talaj-növény rendszerben fontos, hanem a talajok széllel szembeni ellenállását is nagymértékben meghatározza. Különböző szélsőségeknél vizsgáltam az egyes talajtípusok nedvességtartalmának a változását.
- A nedves felszín száradása után a felszínen kialakult kérégek rövidebb-hosszabb ideig védelmet jelentenek az alattuk elhelyezkedő talajnak. Az öntözési kísérletek eredményeinek tanulmányozását kiterjesztettem a különböző talajmintákon kialakult kérégekre is.

### **b. Mezővédő erdősávok vizsgálata távérzékelési módszerekkel**

Általánosan ismert, hogy a mezővédő erdősávok hatékonyan csökkentik a széleróziót és jelentősen javítják a terület mikroklímáját is. Az utóbbi néhány évtizedben a mezőgazdasági földtulajdonban jelentős változások következtek be, melynek során a mezővédő erdősávok rendszere is átalakult. Napjainkban a geoinformatikai, távérzékelési módszerek lehetőséget nyújtanak az erdősávok felmérésére.

- A légi- és űrfelvételekről bedigitalizált mezővédő erdősávok és a hozzájuk rendelt attribútum táblázatok segítségével ezek tipizálása és pontrendszerrel történő minősítése, valamint az erdősávok és erdőfoltok időbeli és térbeli változásának a felmérése is a célkitűzéseim része volt.
- A topográfiai térképeken és légifelvételeken azonosított mezővédő erdősávok tulajdonságainak terepi felmérésével a távérzékelési eredmények pontosítását is terveztem.

## 2. Irodalmi áttekintés

A nemzetközi széleróziós kutatásokban az elmúlt néhány évtized során négy, egymással szoros összefüggésben álló irány alakult ki. Az egyes irányzatok által elért eredmények jól kiegészítik a széleróziós kutatások által boncolgatott alapkérdéseket: vagyis hogy a szélerózió mechanizmusa milyen részfolyamatokból áll, ezek a folyamatok hogyan hatnak a természeti tényezőkre és fordítva, illetve a szélerózió káros hatásait hogyan lehet gazdaságosan a minimálisra csökkenteni. A négy kutatási irány az alábbi vizsgálati területeket tartalmazza:

- *Eolius geomorfológia:* a különböző homokformák leírásával, keletkezésük magyarázatával, kialakulásuk korának meghatározásával foglalkozik. A homokformák keletkezésére vonatkozó elméleteket szélcsatornában végzett vizsgálatokkal is ellenőrzik. Ezekkel a kérdésekkel főként geográfusok és geológusok foglalkoznak. Napjainkban az ilyen típusú elemzésekben is egyre nagyobb szerepet kapnak a statisztikai elemzések.
- *Talajeróziós kutatások:* A mezőgazdasági szakemberek által végzett kutatások főként a szélerózió mechanizmusaira, az általa okozott károokra, illetve a szélerózió elleni védekezési módszerekre irányulnak. Manapság az ilyen jellegű kutatásokat is gyakran kiegészítik statisztikai elemzésekkel, és a szélcsatornában, illetve terepen mért adatokat különböző modellekbe applikálják.
- *A szélerózió folyamatainak fizikai-matematikai magyarázata:* matematikusok és fizikusok által elméleti síkon kidolgozott képletek és függvények használata a szélerózió folyamatára és annak hatótényezőire vonatkozóan.
- *A kutatások által elért eredmények széleróziós modellekben való alkalmazása* elsősorban, mint alkalmazott módszer jön számításba.

A dolgozatban a nemzetközi irodalomból elsősorban azokat emeltem ki, amelyeket a disszertáció témájába vágónak éreztem. Ezt egyrészt az indokolja, hogy a szélerózió témakörével több ezer tanulmány foglalkozik – a kifejezetten erre a témakörre szakosodó Bibliography of Eolian Research weblap több mint 30 000 tanulmányt tart számon, de ez a szám nem tartalmazza a lokális kiadványokban megjelent cikkeket –, ezért lehetetlen átfogó részletességgel áttekinteni e kutatások elmúlt évtizedben elért valamennyi eredményét, másrészt pedig ezek egy részének elemzését (pl. eolikus geomorfológiai kutatások, modellek alkalmazása) a téma szempontjából nem tartottam szükségesnek.

## 2.1. A hazai szakirodalom összehasonlító elemzése

### 2.1.1. A szélerózió folyamatának vizsgálata Magyarországon

A szélerózió nyomait szinte minden évben megfigyelhetjük a hazai szántóföldi területeken. Ezzel magyarázható, hogy a szél talajpusztító tevékenységére már régen felfigyeltek, hiszen már a XVII. századból származó levéltári feljegyzésekben, irodalmi alkotásokban olvashatunk a futóhomok területeken kialakuló növénytakaró nélküli „homokpusztákról” és a hatalmas porviharokról. Ugyanakkor a szélerózió törvényszerűségeinek meghatározásával a múlt század második feléig nem foglalkoztak a hazai kutatások. Ez elsősorban azzal magyarázható, hogy a szélerózió jelentőségét bizonyos mértékig alábecsülték, mivel annak talajromboló hatása gyakran nem olyan látványos, mint a víz által kialakított eróziós és akkumulációs formáké, hanem sokszor rejtetten, a humusztartalom és a finom frakció eltávozásával megy végbe. A szél talajpusztító tevékenysége ugyan ismert volt, de még az agrárszakemberek is csak a gyakorlati tapasztalatok alapján, a veszélyeztetett területek védelmével foglalkoztak. Nem végeztek méréseket, ezért nem rendelkeztek pontos mennyiségi mutatókkal a szél talajpusztító munkájáról. Abban az időben még nem is voltak olyan felszerelések, amelyekkel a hordalék-vizsgálatokat elvégezhetnék volna.

*Mitterpacher (1777, 1779)* tanulmányaiban, majd könyvében a futóhomok megkötésének módjait tárgyalja. *Nagyváti (1791)* „A szorgalmatos mezei gazda” című könyvében olvashatunk a „folyóhomok megfogásáról”. *Vályi (1796-1799)* a „Magyarországnak leírása” című 3 kötetes munkájában részletes ismertetést ad a homokterületeinkről.

A XX. század első felében újabb eredmények születtek (*Grabner 1927; Szabó 1928*) egyrészt az okszerű homoki gazdálkodásban, másrészt a szélerózió elleni küzdelemben. Külön ki kell emelnünk *Westsik (1931, 1944, 1965)* munkásságát, aki hosszú időn keresztül fáradhatatlanul dolgozott a homoktalajok termőképességének fokozásán és a deflációs károk csökkentésén. A század második felében először *Egerszegi (1951, 1961, 1962, 1964)* kutatásai hoztak jó eredményeket a homoktalajok hasznosítása terén. Eredményei a szélerózió elleni küzdelemben is figyelemre méltóak.

A 60-as évek szárazabb időszakainak (1962, 1964, 1967, 1968), a nagyparcellás művelésnek és a helytelen agrotechnika alkalmazásának a hatására megnövekedtek a széleróziós károk. Ekkor indultak azok a kutatások, amelyek a törvényszerűségek megismerésével próbáltak védekezési eljárásokat kidolgozni. Elsőként *Bodolayné (1965a, 1965b, 1966a, 1966b)* munkásságát kell kiemelnünk, aki egyrészt megkezdte a szél szállította hordalék mennyiségi vizsgálatát, másrészt a kísérleti parcellákon különböző eljárásokat dolgozott ki a szél deflációs tevékenységének csökkentésére. Elemezte a

széleróziótól veszélyeztetett területek talajainak fizikai tulajdonságait és az erózióra ható tényezőket. Felhívta a figyelmet arra is, hogy a talajművelésnek jelentős szerepe van a szélerózió fellépésében. Modellkísérleteket folytatott a Budapesti Műszaki Egyetemen annak tisztázása érdekében, hogy a gyűrűs és a sima henger használatakor milyen mértékben változik az eolikus erózió (Bodolayné 1968, 1973, 1975). Tanulmányozta a talajfelszínen kialakuló kéreg eróziócsökkentő hatását. Munkatársaival eredményes terepi kísérleteket végzett gramoxonos takarással, a talajfelszínt rögzítő latex-emulziók és különféle polimerek alkalmazásával (Bodolayné és Pusztai 1968; Bodolayné et al. 1971, 1973). Bodolayné, Máté és Szűcs (1976) felhívták a figyelmet a Bácskai-löszhát csernozjom talajain jelentkező szélerózióra.

Gál (1965, 1966) speciális hordalékfogókkal végrehajtott kutatásai egészségügyi szempontból is figyelmet érdemelnek. A mérések alapján kimutatta, hogy egy-egy erősebb szélvihar alkalmával a laza talajokból olyan mennyiségű finom por kerül a környező levegőbe, hogy az már a légutakra is káros befolyással van.

A Debreceni Egyetemen Borsy Zoltán a szélerózió pontosabb megismerése érdekében 1962-től terepi méréseket folytatott. Ezek a mérések hasznos adatokat szolgáltatottak arra vonatkozólag, hogy a felszínen és a felszín felett az egyes magasságokban milyen összetételű anyag mozog. Hosszas kísérletezés után sikerült kifejlesztenie az aerodinamikai szempontból is kifogástalan vízszintes homokfogókat, amelyek jól alkalmazhatók voltak a hordalékszállítás mennyiségének és típusának meghatározására. A függőleges homokfogók készítésénél Bagnold (1941), Chepil (1945), Iwagaki és Ishihara (1950, 1952) tapasztalatait használta fel. A szélerózió törvényszerűségeinek megismerése terén nagy előrelépést jelentett a kimondottan erre a célra, 1970-ben Debrecenben épített szélcsatorna. A mérésekhez elsősorban futóhomokot használt. Kutatási eredményeit „A futóhomok mozgásának törvényszerűségei és a szélerózió elleni védekezés” című akadémiai doktori értekezésében foglalta össze (Borsy 1974).

A hetvenes évek második felében az agrárszakemberek és kutatók között országos méretű összefogás alakult ki a szélerózió elleni védelmet szolgáló kutatásokban. Újabb tanulmányok jelentek meg, amelyek a hazai homoktalajok széleróziójával és a talajok védelmével foglalkoztak (Fekete és Király 1971). Karácsony (1974) a talajközeli szélviszonyok vizsgálatára új elven működő, ún. állókanalas szélmérőt készített, amely nemcsak a szél sebességének, hanem a lökéseknek a regisztrálására is alkalmas volt. Megállapította, hogy a széllökéseknek igen nagy a szerepe a szélerózió kialakulása szempontjából. 12 állókanalas szélmérővel szélprofil-méréseket végzett Kecskemét környékén a mezővédő erdősávoknál és fedetlen homokterületeken. Király és Karácsony Kecskemét határában új típusú talajcsapda alkal-

mazásával széleróziós méréseket végeztek, valamint tanulmányozták a deflációt kiváltó időjárási tényezőket is (*Király és Karácsony 1977*).

A nyolcvanas évek végén a Gödöllői Agrártudományi Egyetemen kutatócsoport alakult. A kutatócsoport tevékenysége a szélerózió legfontosabb közvetlen és közvetett kártételeinek a felismerésére és azok megfékezésére irányult. A Környezetgazdálkodási Programiroda támogatásával a kutatócsoport egy hároméves programot indított „*A szélerózió-okozta környezeti ártalmak valamint az ellenük való védekezés elméleti és gyakorlati lehetőségei*” címmel. A téma kidolgozásában a soproni Erdészeti és Faipari Egyetem, a budapesti Kertészeti és Élelmiszeripari Egyetem, a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem és a Szerves Vegyipari Fejlesztő Közös Vállalat kutatói is részt vettek. Ennek során az Állami biztosítótól kapott adatok feldolgozásával elkészítették Magyarország homokverési térképét, vizsgálták a porszennyezés humánegészségügyi hatásait, irányelveket adtak a mezővédő erdősávok telepítésére vonatkozóan, valamint 25 talajminta szélcsatornában mért, erodálási sebességeinek felhasználásával potenciális széleróziós térképet szerkesztettek (*Dikkeh 1991; Harkányiné et al. 1994*).

A szél deflációs tevékenységét sajnos nemcsak a laza futóhomok területeinken, valamint a száraz lápos és kotus felszíneken figyelhetjük meg, hanem a kötöttebb talajokon is. A helytelen agrotechnika alkalmazásának köszönhető a kötött talajok elporosodása, ami a szélerózióknak kedvez. Éppen ezért a 80-as évek közepétől kezdődően e kísérleteket az Alföld különböző, kötöttebb talajaira is kiterjesztették. A szélcsatornában végzett kísérletekkel sikerült kimutatni a szélerózió törvényszerűségeinek változását a hazai különböző talajokon (*Lóki és Szabó 1997, 1998; Lóki 1994, 1995, 2000, 2001, 2004*). A védekezési eljárásokra vonatkozó kísérletek közül a különböző mértékű öntözést, az agrotechnikai módszerek (gyűrűs és sima henger) alkalmazását és a kéregképző szerek szélerózió csökkentő hatását tanulmányozták (*Lóki és Szabó 1997a, 1997b, 1998; Lóki 1994, 1995, 2000a, 2000b, 2004; Lóki és Négyesi 2003, 2004, 2006; Négyesi 2007, 2008, 2009*).

1992–93-ban a Debreceni Egyetem Természetföldrajzi Tanszéke és a DATE Karcagi Kutató Intézete végzett 10 talajon erodálhatósági index kidolgozására és az agrotechnikai módszerek alkalmazására vonatkozó kísérleteket (*Nyíri et al. 1993; Blaskó et al. 1995*).

Az új modern műszerek lehetőséget nyújtanak a mérések pontosítására. A Szegei Tudományegyetemen szaltifon alkalmazásával kísérleti parcellán végeznek évek óta hordalékszállítási méréseket, és a kapott eredmények felhasználásával széleróziós modellt dolgoztak ki (*Szatmári 1996, 1997a, 1997b, 1998, 2006; Mezősi és Szatmári 1998*).

## 2.1.2. Erdősítések Magyarországon

A homok megkötésének gondolata a XVIII. század második felében vetődött fel, amikor már a homokos vidékeken részben az erdőirtások, részben a korlátlan legeltetés nyomán járó futóhomok-képződés olyan pusztításokat okozott, hogy ennek hatására lépéseket tettek az erősítések (akkor még elsősorban homokfásítás) felé. Ezek is elsősorban a Duna-Tisza között érintették, mivel a szárazságra való hajlam miatt ez a homokterület volt leginkább érintett a homokverésben. A homokfásítások akkori támogatója Gregori János főorvos és Mitterpacher Lajos főapát volt. A telepítési munkákat Witsch Rudolf és Hubeny József irányította. Ők az erdei- és feketefenyőt, a különböző nyárfafajokat és az akácot ajánlották (*Magyar 1961*). Molnár Ferenc (1822) a „folyó homok” eredetéről, veszedelmességéről, s elfojtásáról írt tanulmányában olvashatunk a Fenyőfő-Bakonyszentlászló környéki futóhomok-területeken létesített erdősávokról (ezeket Györkös József telepítette), amelyek a természetlagra is pozitív hatást gyakoroltak. A viszonylag kisméretű szántóföldi parcellák védelmét jól szolgálták a megfelelő védőhatású erdősávok. 1830–1848 között a mezőhegyesi kincstári birtokon akác típusú mezővédő erdőtelepítésekkel egyidőben sajátos formájú, ún. „mozgó erdőt” létesítettek sakktáblaszerű elrendezéssel (*Magyar 1961*). *Beauregard (1863)* a pusztavacsi, hevesi széltörő fasorok 1826–1835 között végrehajtott telepítéséről emlékezett meg, amelyeket elsősorban akáccal, nemes nyárral és bálványfával végeztek. Tanulmányában a mezővédő erdősávok ültetését szorgalmazza, mivel azok emelik az Alföld mezőgazdasági termelését.

Később, már a XIX. század vége felé *Illés Nándor* és *Kiss Ferenc* voltak a homokfásítás úttörői. *Illés Nándor* 1870-ben írt Erdőtenyésztéstan könyvében 10 oldalon keresztül foglalkozott a homokfásítás kérdésével. Ebben kísérleti állomás felállítását javasolta az Alföld közepén valamint azt, hogy a külföldi tapasztalatokat nem lehet kritika nélkül átvenni. Illés itt elsősorban német tapasztalatokra gondolt, mivel az elsősorban német nyelvet beszélő erdészek azokat vették át. Ő volt az első, aki a kifúvás problémájára felhívta a figyelmet. A folyamat megakadályozására perjeféléket és tarackos növényeket (*Agropyron repens*, *Cynodon dactylon*) ajánlott. Ő, később pedig *Kiss Ferenc* rakták le a növényzet alapján való talajbecslést és fásítás alapjait.

*Marcell (1926)* a mezővédő erdősávok széltörő és mikroklímatis hatásaival foglalkozott. Ezek a vizsgálatok kiterjedtek a széltörés kutatásán túl a levegő hőmérsékletére, a páratartalomra, az evaporációra, transpirációra, a hólerakódásra, a talajnedvességre, az erdősávok elhelyezésére, az erdősávok fajösszetételére, a hálózatra, a káros rovarokat pusztító hasznos madarak meghonosítására és elszaporítására az erdősávokban stb.

Az 1950-es években (elsősorban az akkori szovjet irányelveknek megfelelően) elkészült az országos hálózat terv, mely szerint a fő folyók

mentén húzódnának a védőerdő-övezetek, míg az ezeket összekötő mezővédő főerdősávok iránya az illető területen az uralkodó szélirányhoz igazodik. Ezen kívül figyelembe vették a különböző termőhelyi viszonyok között alkalmazható, illetőleg alkalmazandó fafajokat, csemeteszükségletet és ültetési módokat is (*Magyar 1961*).

A fásítási tervek elkészülése után az ország különböző részein megindult a mezővédő erdősávok telepítése. Ennek a célja egyrészt az volt, hogy támogassák a mezőgazdasági termelést, másrészt pedig segítsék az ország faellátását is. Így több szövetkezeti gazdaságban (Túrkeve, Karcag, Kisújszállás), állami gazdaságban (Hortobágy, Mezőhegyes), kísérleti gazdaságban (Lovászpata, Fertőd) elkezdődtek a fásítási munkálatok.

A múlt század közepén *Egerszegi (1951)* a szélerózió leküzdésére az erdősávrendszert ajánlotta. *Roller K. (1953a, 1953b)* a mezővédő erdősávok szélesebb csökkentő hatását tanulmányozta. Ennek során bevezette a nemzetközi kutatásokban már alkalmazott— a mezővédő erdősáv mögött és előtt mért szélesebb hányadoson alapuló áttörtségi tényezőt. Kutatási eredményeire hivatkozva a 0,3–0,8-as áttörtségi tényezővel rendelkező erdősávokat tartotta a legalkalmasabbnak. A klimatikus viszonyok alapján 4 telepítési körzetet állapított meg. Az egyes körzeteken belül az erdősített területek nagysága és az alkalmazott erdősávok tulajdonságai (áteresztőképesség, szélesség, forma, stb.) ennek megfelelően eltérnek egymástól.

*Gál (1961)* tanulmányozta az erdősávok szélesebb csökkentő hatását. „A mezővédő erdősávok hatásának komplex vizsgálata” c. doktori értekezésében (*1965*) az erdősávok jelentőségének és hatásának teljes problémakörét tárgyalta. Elemezte az erdősávok klimatikus, edafikus, biológiai tényezőkre gyakorolt hatását, továbbá a termőtalajok védelmében, a terméseredmények fokozásában, nyersanyag szolgáltatásban elért addigi eredményeket. Gyakorlati tanácsokat adott a különböző helyeken, különböző célokra létesítendő korszerű erdősáv rendszerekről. A termőhelyi adottságok figyelembe vétele mellett gyors növekedésű nemesnyárok telepítését javasolta. A 60-as és 70-es években több homokterületen folyt a cellulóz-nyár telepítése erdősávok létesítése, vagy mezőgazdasági művelésre alkalmatlan területek hasznosítása céljából. A kutatási eredmények alapján *Gál (1966)* felhívta a figyelmet arra, hogy az erdősávok kedvező hatást fejtenek ki a talajelhordás és a levegő-szennyezettség csökkentésére.

*Csontos (2003)* legelőfásítási kísérleteket végzett a karcagi Rainerpusztán. Ennek során megfigyelte a mezővédő erdősávok szikes legelők terméshozamára gyakorolt pozitív hatását, valamint arról is beszámolt, hogy az erdősávok a legelő állatok viselkedésére is hatást gyakorolnak, mivel a mezővédő erdősávok miatt nem látják a szomszédos legelőszakaszon lévő bőségesebb fűvet, emiatt a másik legelőre való áttörési szándék nem alakul ki.

## 2.2. A nemzetközi szakirodalom összehasonlító elemzése

### 2.2.1. A talajnedvesség és a szélerózió kapcsolatának vizsgálata

A talajnedvesség és a szélerózió kapcsolatának vizsgálatával foglalkozó tanulmányok jelentős része szélcsatornás kísérleteken alapul, ahol a talaj nedvességtartalmának a kritikus indítósebességre gyakorolt hatását különböző szélesebségeknél, nedvességtartalmaknál és talajokkal modellezik. Ezeknek a vizsgálatoknak az eredményei megerősítették a talaj nedvességtartalmának kritikus indítósebességre gyakorolt – elméleti síkon korábban már ismert – hatását. Ezzel a kérdéskörrel foglalkozó szerzők hangsúlyozzák, hogy létezik egy kritikus nedvességtartalom, amely fölött a defláció lecsökken, vagy teljesen meg is szűnik. A kutatások során kapott eredmények összehasonlítását ugyanakkor nehézkessé teszi, hogy a kapott adatok eléggé szóródjanak (*Chepil 1956; Belly 1964; Wiggs et al. 2004*). Ez az alkalmazott kísérleti körülmények, valamint a felhasznált talajminták fizikai tulajdonságainak eltéréseivel magyarázható. A nedvességtartalom és szélerózió kapcsolatának vizsgálatánál további problémát jelent, hogy a szélcsatorna vizsgálatokban a nedvességtartalmat, mint állandó tényezőt veszik figyelembe, azonban ez természetes körülmények között nincs így, mivel időben változik aszerint, hogy az adott földrajzi környezet nedvesség-inputja és -outputja, vagyis a csapadék és öntözés (valamint speciális esetekben a hullámvíz és a talajvíz), illetve az elfolyás és a párolgás egyensúlya hogyan változik.

*Mech (1955)* megfigyelte, hogy habár a száradás csak a legfelső vékony réteget érinti, és alatta a felszín nedves marad, azonban ha a szél eléri a kritikus indítósebességet, a száraz felszín könnyen erodálódik. *Chepil (1956)* kimutatta, hogy a talajok erodibilitásának mértéke közvetlen összefüggésben van a megkötött víz mennyiségével. Az erodibilitás a talajszemcséket körbevevő vízrészecskék közötti kohéziós erők szerint változik. Ahhoz, hogy a szél el tudja ragadni a felszínről a talajszemcséket, az általa kifejtett energiának nagyobbak kell lennie a talajszemcsék és az őket körbevevő vízrészecskék közötti kohéziós erőnél. Amikor a talajnedvesség eléri a 15 atmoszféra kötőerőt, az erodibilitás nagyon kicsi. *Bisal és Hsieh (1966)* hasonló eredményeket kaptak. Szerintük 4%-os víztartalom már megköti annyira a homoktalajokat, hogy az erózió ne induljon be. *Belly (1964)* homoktalajok esetén lineáris kapcsolatot talált a kritikus indítósebesség és a nedvességtartalom között. Amikor a nedvességtartalom kisebb volt, mint 0,5%, akkor a kritikus kezdősebesség és a nedvességtartalom közötti kapcsolat logaritmikus összefüggést vett fel. *Azizov (1977)* szélcsatornában végzett kísérletei során azt találta, hogy a kritikus kezdősebesség és a nedvességtartalom között exponenciális kapcsolat áll fenn. *Nickling (1978)* porviharokat és az őket létrehozó környezeti feltételeket vizsgálta Kanadában és megállapította, hogy a kritikus ned-

vességtartalom 3–4% között mozog. Ha a talaj nedvességtartalma kisebb, mint ez az érték, akkor már nem gyakorol jelentős hatást a talajszemcsék közötti kohéziós erők, vagyis nem játszik szerepet a szélerózió csökkentésében. *Skidmore és Dahl (1978)* a talaj felső néhány milliméterének talajnedvesség dinamikájának a változását vizsgálták három talajtípusnál, az éghajlati adottságok, a talaj hidraulikai tulajdonságainak és a kiindulási talajnedvesség-állapot függvényében. Ennek során megállapították, hogy a felső néhány milliméter gyorsan kiszáradt, elérve azt a kritikus szintet, amikor a szélerózió megindult. *Troeh et al. (1980)* kimutatták, hogy homoktalajok esetén, amikor az éghajlati feltételek elősegítik a talajfelszín gyors kiszáradását, a szélerózió már 15–20 perccel egy zápor után bekövetkezik. *Leuven (1982)* 50 km/h sebességű szélnél vizsgálta a nedvességtartalom és azon időtartam között a kapcsolatot, ameddig a nedves felszín ellenáll a szél erejének. A két tényező között lineáris kapcsolatot talált. Szerinte a felszín először kiszárad és a felszíni szemcsék csak a kiszáradás után lendülnek mozgásba. *Hagen et al. (1988)* az aggregátumok nedvességtartalmának a talajok abrázációs veszteségére gyakorolt hatását vizsgálták, és azt találták, hogy a nedvességtartalom természetes logaritmus a talaj aggregátumok összemorzolásához szükséges energiával lineárisan változik, másszóval a két tényező között exponenciális kapcsolat van. *Neuman és Nickling (1989)* a hipotézisüket a talajszemcsék közötti kúp alakú vízrészecskék és a talajnedvesség kapilláris ereje közötti kapcsolatra alapozták. Kidolgoztak egy teoretikus modellt, amelyben kifejezték a kapcsolatot a talaj nedvességtartalma és a kritikus indítósebesség értéke között, és ezt a modellt szélcsatornás vizsgálatokkal ellenőrizték. Azt javasolták, hogy a talajnedvesség tenzió értékével pontosabban kifejezhető a nedves talajok mozgásba lendüléséhez szükséges kritikus indítósebesség értéke, mint a talajok nedvességtartalmával. *Chen et al. (1996)* szélcsatornában végzett vizsgálataik során megállapították, hogy a növekvő nedvességtartalommal exponenciálisan csökkent az erodált anyag mennyisége. Kezdetben a nedvességtartalom kismértékű növekedése jelentős csökkenést okozott az elszállított anyag mennyiségében; amikor a talaj nedvességtartalma elérte, vagy meghaladta a 4–6%-ot, az erodált anyag mennyiségének csökkenése lelassul, majd 0-ra csökken.

A nedvességtartalom és szélerózió kapcsolatára vonatkozó terepi mérés igen kis számban áll rendelkezésre, ugyanakkor ezek azt támasztják alá, hogy az a kritikus nedvességtartalom, amikor a szélerózió ténylegesen bekövetkezik, kisebb, mint azok az értékek, amelyeket laborban mértek, vagy az elméleti modellekben dolgoztak ki (*Iwagaki 1950; Sue és Kaneuchi 1951; Sue 1963; Horikawa et al. 1982, Sherman et al. 1998*). *Wiggs et al. (2004)* tengerparton vizsgálták a nedvességtartalom változása és a talajelhordás közötti összefüggéseket. Ennek során kimutatták, hogy az anyagtranszport nagyon érzékeny a nedvességtartalom kis változásaira is. Azt is kimutatták,

hogy alacsony nedvességtartalomnál alapvetően a szélsébség határozza meg a szaltációs tevékenységet. 4–6%-os nedvességtartalom fölött már nehezen indul meg a szélerózió; ez az érték magasabb, mint amiket a szélcsatornás vizsgálatok során korábban kaptak.

### 2.2.2. A talajfelszínen képződött kérgek vizsgálata

A talajfelszínen képződött kérégekkel kapcsolatos a kutatásokat aszerint célszerű vizsgálni, hogy azok a kéregképződés okaival, tulajdonságaival, vagy a kéregképződés hatásaival foglalkoznak-e. Ez utóbbiakat tovább oszthatjuk aszerint, hogy a vizsgálatokat szélcsatornában, vagy terepen végezték el.

A talajfelszínen keletkezett kérégek kialakulásukat tekintve három csoportba sorolhatóak: biológiai, fizikai és mesterséges emulziók hatására képződött kérégek. A biológiai kérégek – köszönhetően azon különleges képességeiknek, hogy képesek túlélni a kiszáradást és az extrém hőmérsékleteket (akár 70 °C-ig is), a magas pH-t és sótartalmat (*West 1990*) – mind száraz, mind félig száraz környezetben megtalálhatóak. Egyszerű felépítésük ellenére jelentős szerepet játszanak a sivatagi ökoszisztémában, beleértve a talajok kialakulásának folyamatát, a talajok stabilitását és termékenységét is (*Belnap és Lange 2003*).

*Lynch és Bragg (1985)* két fő folyamatot említenek meg, amelyek a biológiai kérégek képződésében szerepet játszhatnak: egyes mikroorganizmusok (főként azok, amelyek finom rostokkal rendelkeznek) képesek arra, hogy megkössék a talajrészecskéket, mások pedig (például a baktériumok) olyan anyagokat termelnek, amelyek a talajrészecskéket megkötik. Az összetapasztó anyag lehet növényi rost, algák által termelt nyálkareteg és a sejtfalak összetapasztó ereje is. Ezáltal csökken a felszín erodibilitása, mivel az algák rostjai körbeveszik a felszíni részecskéket, és egy kérget képeznek, amelyeknek nagy az ellenálló képessége (*Belnap és Gillette 1997*), ezáltal a szél a felszínt nehezen tudja megbontani. *Zhang et al. (2006)* mikroszkóppal végzett vizsgálatai szerint a kékalgák és exopolysaccharidok nagyon bonyolult rosthálózattal rendelkeznek, amelyek befonják és megkötik a homokszemcséket és összetapasztják a finom szemcsékkal. *Thomas és Dougill (2007)* a Kalahári-sivatagban kékalgák által képzett kérégek, és a talajfelszín tulajdonságainak összefüggéseit vizsgálták. Megállapították, hogy a kérégek erősen összecementálják a homokszemcséket, így azok a szél hatására nem tudnak mozgásba lendülni. Azt is kimutatták, hogy kérégek növelik a felszín érdességét, ezáltal annak a rétegnek a vastagságát, ahol a szélsébség értéke megközelítőleg 0 m/s.

A mikrobiális kérégek megnövelik a talaj stabilitását és javítják a kéréggel fedett dűnék hidrológiai tulajdonságait (*Mazor et al. 1996*). *Chen et al.*

(2006) kimutatták, hogy az algával kezelt dűnéken jelentősen felgyorsult azok stabilizációja. Emiatt a talajfelszíni kérgék nagyon hatékonyak a szél-erózió elleni védekezésben, ezért a kérgék összetöredezése (például állati taposás által) csökkenti a talaj szélerózióval szemben kifejtett ellenállását.

A fizikai kérgék keletkezésével foglalkozott *Valentin és Bresson (1992)*. Eszerint a feltalaj kéregképződése esőzések után alakul ki, amikor a talaj szétesik alkotóira és a finom szemcsék újrarendeződése után egy kis áteresztőképességű, kemény réteg alakul ki (*Valentin és Bresson 1992*). Az aggregátumok széttöredezése nagyon összetett és változatos folyamat, melyben az esőcseppek mozgási energiája, az agyagrészecskék duzzadása, a légnyomás változása is szerepet játszik. *Valentin és Bresson (1992)* megfigyelései szerint a magas agyagtartalmú talajokon a kéreg kialakulása a következőképpen megy végbe: a talajaggregátumok összetöredeznek az esőcseppek becsapódási energiája miatt, a finomabb szemcsék a felső néhány milliméteres rétegbe mozognak és lerakódnak a pórusterekben, a talaj felszíne cementálódik és egy vékony réteget képez, amely leszűkíti a víz és talajrészecskék további leszivárgását. A kimosott réteg az agyagos réteg alatt helyezkedik el (*Biielders et al. 1996*).

A talajfelszínen keletkezett kérgeket keletkezésük és morfológiájuk alapján *Valentin és Besson (1992)* három csoportra osztotta: szerkezeti, eróziós és lerakódás útján keletkezett kérgék. A szerkezeti kérgék a szétesett aggregátumok szemcséinek függőleges osztályozódása eredményeként jönnek létre a vízcseppek kinetikus energiájának hatására; és a lerakódás útján keletkezett kérgék, amelyek a szétesett aggregátumok finom szemcséinek oldalirányú mozgásával és átrendeződésével keletkeznek. A szerkezeti kérgék általában eléggé vékonyak (1–3 mm) és kissé változó áteresztőképességűek. A lerakódott kérgék 50 mm vastagok is lehetnek, mikrorétegzettség figyelhető meg rajtuk, és nagyon kicsi az áteresztőképességük. Az eróziós kéreg szilárd, vékony sima rétegből áll, amely szerkezetiileg homogénnek tekinthető.

A talaj felszínén keletkezett kérgék lényeges változásokat okozhatnak a talajfelszín fizikai tulajdonságaiban, beleértve a megnövekedett sűrűséget (*Roth 1997*), a hidraulikus vezetőképesség és a beszívargó képesség mértékének csökkenését (*McIntyre 1958*) és a későbbi lefolyásokkal szembeni nagyobb érzékenységet. Az ilyen változások sokkal kedvezőtlenebb feltételeket nyújtanak a kikelő növényeknek és növelik a vízerózió bekövetkezésének a lehetőségét (*Kemper és Miller 1974*).

Szélerózió esetén nem a kérgék genetikai eredete, hanem azok erőssége a fontos. Ugyanakkor az egyes kérgék között vannak olyan különbségek, amelyek figyelmet érdemelnek: a fizikai kérgék sokkal gyorsabban kialakulnak, mint a biológiai kérgék. Néhány nap, nemritkán néhány óra elegendő lehet, hogy erős fizikai kéreg alakuljon ki. A biológiai kérgék fejlődése több

időt igényel, ami néhány hónaptól néhány évig is eltarthat (*Belnap és Gillette 1998*). Ez nagyon fontos a szélerózió szempontjából, mivel a fizikai kéreg röviddel a párolgás megindulása után már védelmet nyújt. A biológiai kéreg viszont sokkal tartósabbak, mivel a szaltáció során becsapódó szemcsék nem vezetnek a kéreg teljes széttöredezéséhez, vagyis a védelem sokkal tovább megmarad. Fizikai kéreg esetén, a szemcsék közötti gyenge kötőerők könnyen széttörnek az ugráló talajszemcsék becsapódási ereje miatt (*Rice et al. 1997*). Amint a kohézió lecsökken, a talajfelszín sokkal érzékenyebbé válik a szélerózióra. A kéreg erőssége általában biológiai kéreg esetén alacsonyabb, mint fizikai kéregnél (*Rice és McEwan 2001*).

### **2.2.3. A talajfelszínen kialakult kéreg hatása a szélerózióra**

Terepi szélcsatorna kísérletekkel az Egyesült Államokban, Európában és Ausztráliában (*Gillette et al. 1982; Pluis és de Winder 1989; Pluis és Boxel 1993; Williams et al. 1995; Leys és Eldridge 1998*), valamint Európában és Kanadában végzett laboratóriumi szélcsatorna kísérletekkel kimutatták (*McKenna-Neuman et al. 1996; Rice et al. 1997*), hogy a talajfelszínen keletkezett biológiai kéreg hatékonyan csökkenti a széleróziót. Ausztráliában végzett kutatások során negatív kapcsolatot mutattak ki a talaj aggregálódási hajlandósága és a nagysebességű szelek erodáló képessége között és bebizonyították, hogy a biológiai kéreg fontos szerepet játszanak az aggregátumok kialakulásában. Az aggregálódás lehet biológiai (a biológiai elemek összetapasztó hatása miatt) valamint fizikai (a talaj kiszáradása és nedvesedése miatt) eredetű (*Leys és Eldridge, 1998*). A mikroorganizmusok aggregátum stabilitás növelő hatása már régóta jól ismert (*Whitford 1996; Degens 1997*). *Bailey et al. (1973)* kimutatták, hogy a különböző típusú talajoknak nagyobb az aggregálódási hajlandósága, ha a talajokba oltással algákat juttatnak be. *Greene et al. (1990)* Ausztráliában végzett vizsgálataik alapján megállapították, hogy a biológiai kéreg hatására kialakult aggregátumok nagyobb stabilitással rendelkeznek, mint a csupasz felszínen létrejöttek. Ez az aggregálódás a talajfelszíntől számított 1–2 mm-re a legnagyobb (*Eldridge és Greene 1994*). A durvább textúrájú, több homokot tartalmazó talajokon az aggregálódás mértéke és a kéreg szervesanyag-tartalma kisebb, mint az iszaposabb textúrájú talajoknak. A biológiai kéreg hiányában a szemcsék közötti kohéziós erők viszonylag alacsonyak, emiatt a szél könnyebben támadhatja őket (*Eldridge 2001*).

*Chepil (1953, 1958)* vizsgálatai szerint a kéreggel borított talaj, a frissen művelt talajhoz képest csak annak 4–40%-ában erodálódott.

*McKenna et al. (1996)* algákkal beoltott talajok kérgesedési tulajdonságait vizsgálták szélcsatornában. A talajokon keletkezett kéreg erősségét az ún. törési modulusszal határozták meg. A törési moduluszt általánosan hasz-

nálják nem homogén törekeny anyagok (beton) esetén, ahol a törési terhelés megegyezik az általános terheléssel (*Richards 1953*). A vizsgálataik során a kéregben meglévő gyenge pontok fontosságát hangsúlyozták, mivel az erózió ott kezdődik meg.

*Belnap és Gillette (1998)* négy talajtípuson (homok, alluviális iszap, kavics és szikes talaj) kétféle biológiai kéregborítottságnál (jól fejlett kéreg: amelyek zuzmókból és mohákból álltak; rosszul kifejlődött kéreg: amelyek csak kéalgákból álltak) sivatagban hordozható szélcsatorna segítségével mérték a talajok erodibilitását. Ennek során megállapították, hogy mind a művelés, mind a járművek taposó hatása csökkenti a felszín kéregborítottságát, ezáltal növelik a sivatagi ökoszisztémák érzékenységet a szélerózióra. Ennek okát egyrészt abban látják, hogy száraz körülmények között igen lassan (5000–10000 év) megy végbe a mállás folyamata, másrészt pedig az eltemetett kéregben a fényhiány miatt elpusztulnak a fotoszintetizáló élőlények, ezáltal pedig eltűnik a cementáló közeg.

*McKenna és Maxwell (1999)* három gombafajta által kialakított kéreg stabilitását, erősségét és a becsapódó homokszemcsékkel szemben tanúsított ellenállását tanulmányozták szélcsatornában. A kísérletek során megállapították, hogy a gombák erősebben összecementálják a talajokat, mint az algák.

*Eldridge és Leys (2003)* két különböző fizikai talajféleségen (vályog és homok) három zavartsági szinten vizsgálták a szélerózió és a talajfelszínen képződött kéreg összefüggéseit. A kéreg felszaggatásával az állati taposást modellezték. A vizsgálataik során megállapították, hogy az aggregátumok jobban kialakultak azokban a talajokban, amelyekben nem töredezett össze a kéreg, és ebben az egyes vizsgált talajok között nem volt különbség.

*Rajot et al. (2003)* a Száhel-övezetben tanulmányozták a talajfelszínen képződött kéreg és a szélerózió összefüggéseit. Ennek során BSNE<sup>1</sup> homokfogókat valamint szaltifont használtak a vízszintes irányú áramlás mérésére. Mérési eredményeik szerint azokon a talajokon, amelyekben az agyag és iszapszemcsék aránya kevesebb, mint 3%, a kéregképződés nem befolyásolja a talajpusztulást.

Goossens fluvioglaciális eredetű homoktalajon terepi körülmények között vizsgálta a talajfelszínen képződött kéreg hatását a szélerózióra (*Goossens 2004*). Ennek során különböző modellek (MB 95 DPM és SA 98) segítségével becsülte a horizontális és vertikális eróziót. A vizsgálatai során azt tapasztalta, hogy kéreg erőssége jelentősen csökkentette a mért anyagvesztést. A kéreg erőssége és az elszállított anyag mennyisége között exponenciális kapcsolatot talált. Mások (*Zhang et al. 2006*) szélcsatornában vizsgálták a kéregképződés és a szélerózió közötti összefüggéseket homok

---

<sup>1</sup> Big Spring Number Eight típusú fogók, Fryrear, D.W. fejlesztette ki az Egyesült Államokban az 1980-as években.

textúrájú talajokon. Ennek során zavartalan és bolygatott felszínű kérgesedett talajok tömegvesztését mérték különböző szélességeken, valamint vizsgálták a kritikus indítósebesség értékeit is. Ennek során azt tapasztalták, hogy a 25 m/s sebességű szelek még nem tudták megbontani a teljesen bolygatatlan kéreggel rendelkező talajt. A kritikus indítósebesség értékeinél is azt tapasztalták, hogy a legnagyobb kezdősebességek (16 m/s) a 10%-ban bolygatott felszín jellemzik, míg a kéreggel nem rendelkező talajfelszín ugyanezen paramétere 8,8 m/s volt. Azokon a talajokon, amelyeket egyáltalán nem borított kéreg, 25 m/s-os szélesség esetén 46-szoros anyagvesztést mértek azokhoz képest, amelyeket 90%-ban kéreg borított. Trendjében hasonló eredményeket kaptak szélszatórnás vizsgálataik során *Zhang et al. is (2008)*, bár a mért értékek ettől eltérőek voltak, de ennek oka elsősorban a vizsgált talajok textúrabeli különbségeivel magyarázhatók.

*Wang et al. (2006)* acélgolyó segítségével vizsgálták a becsapódó homokszemcsék hatását a talajfelszínen képződött kérgekre. Ennek során az ugráló szemcsék kritikus kezdősebessége és a biológiai kérgek között az alábbi kapcsolatot találták:

$$v^* = \frac{\alpha \delta_Y}{\sin \theta} \sqrt{\frac{3\pi(1-\mu^2)h}{2mE}}$$

ahol  $m$  és  $\theta$  a becsapódó szemcsék mennyisége és szöge, továbbá az  $\alpha$ ,  $\delta_Y$ ,  $E$ ,  $\mu$  és  $h$  a törési felület hosszát, a hozamfeszültséget, a Young-modulust, a Poisson hányadost és a kéreg vastagságát jelölik.

A hozamfeszültséget és a Young modulust húzó teszt segítségével kapták meg. A Poisson-hányados értéke 0 és 0,5 között változott. A törési felület hosszát kísérleti úton határozták meg egy fémgolyó segítségével, amely a becsapódó homokszemcséket modellezte. Így a fentebbi egyenlet a következőképpen alakítható át:

$$v^* = \frac{3\zeta \delta_Y}{\sin \theta} \sqrt{\frac{(1-\mu^2)h}{\rho_s d E}}$$

ahol  $\zeta$  empirikus paraméter (értéke 1 –3 között változik),  $\rho_s$  és  $d$  az ugráló szemcsék sűrűsége és átmérője.

A felszín stabilitásának meghatározására az alábbi dimenzió nélküli változót javasolják:

$$\lambda = \frac{v}{v^*} = \frac{v \sin \theta}{3\zeta \delta_Y} \sqrt{\frac{\rho_s d E}{(1-\mu^2)h}}$$

ahol  $v$  az ugráló homokszemcsék becsapódási sebessége. Ha  $\lambda < 1$ , akkor a becsapódó szemcse nem okoz törést a kérgen. A fentebbi képlet szerint egy

merev és gyenge kéreg sokkal könnyebben törik, mint egy lágú és erősebb, mivel  $E$  és  $\delta_Y$  a merevségre és az erősségre is vonatkozik.

#### **2.2.4. Védekezés mezővédő erdősávokkal**

A mezővédő erdősávok telepítésének eredete az 1400-as évekre nyúlik vissza, amikor a skót parlament a mezőgazdasági termelés megóvása érdekében elrendelte az erdősávok telepítését (Droze 1977). Az Egyesült Államokban a XIX. században, a Nyugat felé terjeszkedés idején kezdték telepíteni őket a farmok megvédése céljából. Az 1930-as évek elején bekövetkezett nagy porviharokra adott válaszként az amerikai kongresszus létrehozta a „Préri Államok Erdősítési Tervét”, amelynek feladata a mezővédő erdősávok telepítése és a telepítés irányelveinek megfogalmazása volt. Észak-Kínában az 1950-es években kezdtek telepíteni erdősávokat a súlyosbodó talajerózió miatt. Mezővédő erdősáv telepítési programok indultak a Föld számos pontján: Ausztráliában, Kanadában, Új-Zélandon, az egykori Szovjetunióban, Dél-Amerikában, valamint számos fejlődő országban is.

A mezővédő erdősávokkal foglalkozó kutatások elsősorban arra vonatkoznak, hogy a különböző szerkezetű, összetételű, irányú, formájú erdősorok hogyan befolyásolják a körülöttük áramló levegő tulajdonságait, illetve közvetlen környezetükben hogyan változtatják meg a mikroklimatológiai adottságokat.

#### **a., A levegő áramlása az erdősávok környezetében**

A mezővédő erdősávok és a környezetükben áramló levegő kapcsolatával többen is foglalkoztak. Van Eimern *et al.* (1964) tanulmányukban megállapítják, hogy a mezővédő erdősáv megtöri a szél áramlását, és ennek következtében mind az erdősáv előtt (a szél felőli oldalon), mind pedig utána (a szélárnyékos oldalon) átalakul a légáramlás szerkezete. Amint a szél eléri az erdősávot, a levegő részben keresztüláramlik rajta, egy része az erdősáv széleinél halad el, bizonyos része pedig felemelkedik és az erdősáv fölött áramlik át. Mindeközben a levegő összepréselődik. Ez a folyamat már az erdősáv előtt elkezdődik és ennek következménye az lesz, hogy az erdősáv előtt lecsökken a szél sebessége. Ez a védett terület az erdősáv uralkodó famagasságának 2–5-szöröséig terjedhet. Ugyanakkor a felfelé áramló szél egy magasabb sebességű övet hoz létre az erdősáv fölött, amely az uralkodó famagasság 1,5-szereséig terjed ki (McNaughton 1988). A felszínen a légnyomás megnő, ahogyan a szél megközelíti az erdősávot: a maximumát a szél felőli oldalon éri el. Amikor a szél átáramlik az erdősávon, akkor viszont a légnyomás lecsökken: a minimumot közvetlenül az erdősáv mögött éri el. Ezután a légnyomás fokozatosan növekszik, az eredeti állapotot az erdősáv mö-

gött az uralkodó famagasság 10-30-szoros távolságánál éri el. A szélfelöli és a szélárnyékos oldal közötti légnomáskülönbség nagysága a mezővédő erdősáv szerkezetétől függ (Takle et al. 1997). Az erdősáv szélárnyékos oldalán a védett terület nagysága az erdősáv uralkodó famagasságának 10–30 szorosáig tarthat (Wang és Takle 1995). A védett terület alakja egy olyan sokszöget formáz, amelynek határait az erdősáv, a felszín valamint az erdősáv tetejétől a felszínig húzott egyenes jelöl ki, úgy hogy az egyenes az uralkodó famagasság 10-30-szoros távolságnál metszi a felszínt. Mind az erdősáv szélessége, mind a formája befolyásolja a szélárnyékos rész áramlási viszonyait.

## **b., A mezővédő erdősávok szerkezetének vizsgálata**

A mezővédő erdősávok tulajdonságai közül az uralkodó famagasság és az áteresztőképesség határozza meg leginkább a védettségi zóna kiterjedését. Az erdősáv hosszának az uralkodó famagasság 10-szeresének kell lennie, azért hogy az erdősáv körül is érdemben tudja csökkenteni a szél hatását. Az erdősávok hossza és magassága együttesen határozza meg a védett terület nagyságát. Az erdősávok akkor nyújtják a legtöbb védelmet, amikor az uralkodó szél irányára merőlegesen telepítik őket. Ha szélirány és a mezővédő erdősáv ettől eltérő szöveget zár be egymással, akkor a védett terület nagysága csökken (lásd később). A mezővédő erdősáv szélessége is befolyásolja a védelem hatékonyságát, mivel több sor jobban lelassítja az áramló levegőt (Heisler and DeWalle 1988).

Az áteresztőképesség mennyiségileg a porozitással ( $\phi$ ) jellemezhető, amely az egységnyi hosszra eső tőszámot jelenti. Más kutatók (Jensen 1954; Tillie 1992) szerint ezt az értéket a mezővédő erdősáv csupasz és fával fedett területeinek aránya adja meg, így a mértékegység  $m^2/m^2$ . Az áteresztőképesség (porozitás) meghatározására már számos kísérlet történt. Fryrear (1963) a mezővédő erdősáv által elnyelt és átengedett fény hányadosából próbált következtetni a porozitásra. Ez a módszer azonban túlságosan bonyolult volt és ezért nem is terjedt el széles körben. Van Eimern (1964) és társai fényképek alapján próbálták meghatározni az erdősávok áteresztőképességét, de a mezővédő erdősáv előtt és után mért szélesebségek hányadosából is próbáltak számszerű értékeket kapni.

Manapság a kutatók különbséget tesznek az úgynevezett optikai sűrűség (az egységnyi hosszra eső faszám) és az aerodinamikai sűrűség között, ez utóbbi az egységnyi területre eső faszámot jelenti. Ez a megkülönböztetés azért indokolt, mert a szél nem egyenes vonalban fúj, hanem a mezővédő erdősáv minden eleme mellett, valamint azon keresztül is. A számítógépes modelleket használó kutatások megállapították, hogy az aerodinamikai sűrűség a belső szerkezet egyik kritikus tényezője (Wang és Takle 1996).

A mezővédő erdősávok optimális sorszámának meghatározására számos terepi és szélcsatorna-kísérletet végeztek. A mezővédő erdősáv formája által az áramlási viszonyokra gyakorolt hatásokat nehéz meghatározni, mivel meglehetősen sok forma létezik és ezeket nehéz pontosan definiálni. *Woodruff és Zingg (1952)* három formatípust és egy modell erdősávot használtak az erdősáv körüli áramlási viszonyok meghatározásához: lemez, henger és háromszög formákat.

Szélcsatornában végzett 5, 7 és 10 soros erdősáv modellkísérletekkel arra a következtetésre jutottak, hogy a fordított V alakban elrendezett erdősávok csökkentik leginkább a szél sebességét (*Woodruff és Zingg 1953*). *Woodruff et al. (1963)* több erdősáv típuson végzett vizsgálataikkal megállapították, hogy az alacsonyabb átteresztőképességű erdősávok esetén a legalacsonyabb szélesebesség az erdősávhoz közel következik be, és a minimumpont elérése után a szél ereje gyorsan „újraregenerálódik”. A nagy átteresztőképességű erdősávok esetén viszont a védett terület nagysága elhanyagolható. Ehhez hasonló eredményeket közöl *Wang és Takle (1996)*, akik numerikus szimulációs vizsgálataikban ugyanakkor azt is bemutatják, hogy a védett terület nagysága 10 vagy 50%-os átteresztőképességű erdősávok alkalmazása esetén nem különbözik jelentősen. Sűrű erdősávok mögött a szélesebesség gyorsabban visszaáll a szélárnyékos oldalon (0–10 H távolságon), és lassabban a 10–30 H távolságokon, részben annak eredményeként, hogy nyomásgradiensben magas és alacsony porozitású mezővédő erdősávok esetében jelentős változások következnek be. A nagyon sűrű erdősávok alkalmazása esetén további problémákat okozhat, hogy a szélárnyékos oldalon turbulenciák alakulnak ki (*van Eimern et al. 1964*). A korábbi tanulmányok vitatták, hogy a megnövekedett turbulencia az alacsony átteresztőképességű erdősávok szélárnyékos oldalán ahhoz vezet, hogy a szélesebesség gyorsabban regenerálódik az eredeti értékekre. *Naegli (1946)* megfigyeléseire alapozva korábban azt javasolták, hogy a szélesebesség-csökkenés és a védett terület maximalizálásának érdekében a mezővédő erdősávok optimális porozitása 0,4 legyen. Sajnos *Naegli* méréseit különböző szerkezetű erdősávoknál végezte úgy, hogy a mért szélesebesség-értékek is eltérőek voltak, emiatt ezek az adatok egymással nem összehasonlíthatóak. *Heisler és DeWalle (1988)* megjegyzi, hogy *Naegli* adatai többsoros erdősávokkal való mérésekből származnak. *Judd et al. (1996)* szerint többsoros erdősávoknál a turbulens rétegek sokkal gyorsabban kialakulnak. Ezek arra utalnak, hogy *Naegli* eredményei eltúlozzák a kapcsolatot a porozitás és a védett terület nagysága között (*Heisler és de Walle 1988*). Mások (*Raine és Stevenson 1977; Judd et al. 1996*) szélcsatornás vizsgálataira arra utalnak, hogy a védett terület nagyságában alacsony porozitású mezővédő erdősávok esetében nem következik be jelentős változás.

Az optimális áteresztőképesség meghatározásához nemcsak az erdősávok horizontális, hanem a vertikális, vagyis a függőleges irányú eloszlása is figyelembe kell venni. A FAO 1969-es irányelveiben zárt lombkoronaszintet és félig áteresztő cserjeszintet javasolt. *Hagen és Skidmore (1971)* szerint, ha az erdősáv porozitása a lombkoronaszint tetején kisebb, mint  $0,4 \text{ m}^2/\text{m}^2$ , akkor a turbulencia túl nagy lesz, miközben az alsó részen az alacsony áteresztőképesség (túl sűrű az erdősáv) miatt bekövetkező alacsony légnyomás recirkulációs zónát generál a szélárnyékos részen. *Rosenberg (1974)* vizsgálatai szerint a vertikális porozitásnak arányban kellene lennie a szélesség felszín feletti változásával, eszerint a lombkoronaszint felé logaritmikusan növekednie kellene.

Az optimális áteresztőképesség a mezővédő erdősáv telepítési céljától is függ, vagyis attól, hogy mit akarunk védeni (*Skidmore 1969; Cornelis és Gabriels 2005*). Ha a talajerózió elleni védelmen van a fő hangsúly, akkor egysoros, azonos szerkezetű erdősávokat kell ültetni. Ezek biztosítják a legnagyobb védelmet, ugyanakkor a legkevesebb területet foglalják el és a fenntartásuk is olcsóbb. Figyelembe kell venni az erdősávok magasságát; azok magasságának mindig nagyobbnak kell lennie, mint a szaltációs pálya vertikális maximuma, mivel ellenkező esetben a homok az erdősáv mögött halmozódhat fel. Optimálisak azok az erdősávok, amelyek három szintből állnak. Az első réteg fűfélékből és cserjékből, a második szint kicsi és alacsony fákból (ez alkotja a középmagas zónát) áll és a harmadik szintet a legmagasabb fák alkotják.

Ha az infrastruktúra (utakat, vasutakat, épületeket) védelme a fő cél, akkor az elsődleges feladat az, hogy a talajszemcsék az erdősávok előterében rakódjanak le, és ne az infrastruktúra elemeit temesse be. Ebben az esetben célszerű olyan erdősávokat alkalmazni, amelyeknek a lombkoronaszintje sűrűbb és ezeket is közvetlenül a védendő infrastruktúra elé kell helyezni. Az ilyen típusú erdősávok a szélfelőli oldalon 30%-kal csökkentik a szél sebességét. Ebben az esetben a szállított anyag közvetlenül az erdősáv mögött rakódik le, azonban a lecsökkent szélesség miatt nem lendül újra mozgásba. Ha nagy távolságra helyezük el a védendő infrastruktúrától, akkor a szállított homok a létesítményekre rakódik le. Az egységes szerkezetű erdősávok szintén problematikusak, mivel a szél keresztülfúj rajtuk és a szállított anyag az infrastruktúrán és nem az erdősávok előterében rakódik le.

A mezővédő erdősáv áteresztőképessége a fák között átáramló szél sebességére gyakorol hatást. Helytelen telepítés esetén (ha a mezővédő erdősávot alkotó fák között túl nagy a távolság) a fák, vagy fasorsávok közötti részen átáramló szél sebessége a csatornahatás miatt akár a nyílt területen mért szélességet is meghaladhatja. A mezővédő erdősáv tulajdonságai közül az áteresztőképessége, magassága, formája, szélessége, rugalmassága valamint az iránya befolyásolja az áramló levegőre gyakorolt hatását. Ezen kívül figye-

lembe kell még venni az erdősávot alkotó egyes növényzeti elemek összetételét, amit a növényzet részeinek formája (szár, levél, törzs, stb.) azok mérete és elrendeződése határoz meg (*Skidmore 1969*).

### **c., A rézsútos szelek hatása a szélesebességre és a mezővédő erdősáv által védett terület nagyságára**

A mezővédő erdősávokat általában az uralkodó szélirányra merőlegesen helyezik el, mégis lehetnek olyan időszakok, amikor az áramló levegő ettől eltérő irányt zár be. Ezért fontos annak vizsgálata, hogy a rézsútosan fújó szelek milyen hatást gyakorolnak a védett terület nagyságára. A minimális szélesebesség (a védett területen), a védett terület nagysága és a távolság az erdősáv és a minimális szélesebesség pontja között csökkeni fog az alábbi okok miatt.

- A szélárnyékos rész távolsága megváltozik, a szögben érkező széláramlat megváltozott távolsága miatt (*Mulhearn és Bradley 1977*).
- A mezővédő erdősávok aerodinamikai porozitása lecsökken, amikor a szélirány eltér a  $0^{\circ}$ -tól, mivel ekkor a szél által az erdősávban megtett út növekszik.
- A mezővédő erdősávok széleinél elhaladó szél megváltoztatja a védett terület nagyságát. A mezővédő erdősáv mögött 10 H távolságra elhelyezkedő terület a  $60^{\circ}$ -os irányból érkező szelek ellen védve van, de a mögöttes területek már nem. Az erdősáv 20 H távolságnál már csak a  $45^{\circ}$ -os irányból fújó szelek ellen nyújt védelmet.
- A súrlódási hatás csökkenti a szélesebességet, kivéve, ha a szél párhuzamosan fúj a mezővédő erdősávval (*Caborn 1957*).

### 3. Anyag és módszer

#### 3.1. A mintaterületek általános jellemzése

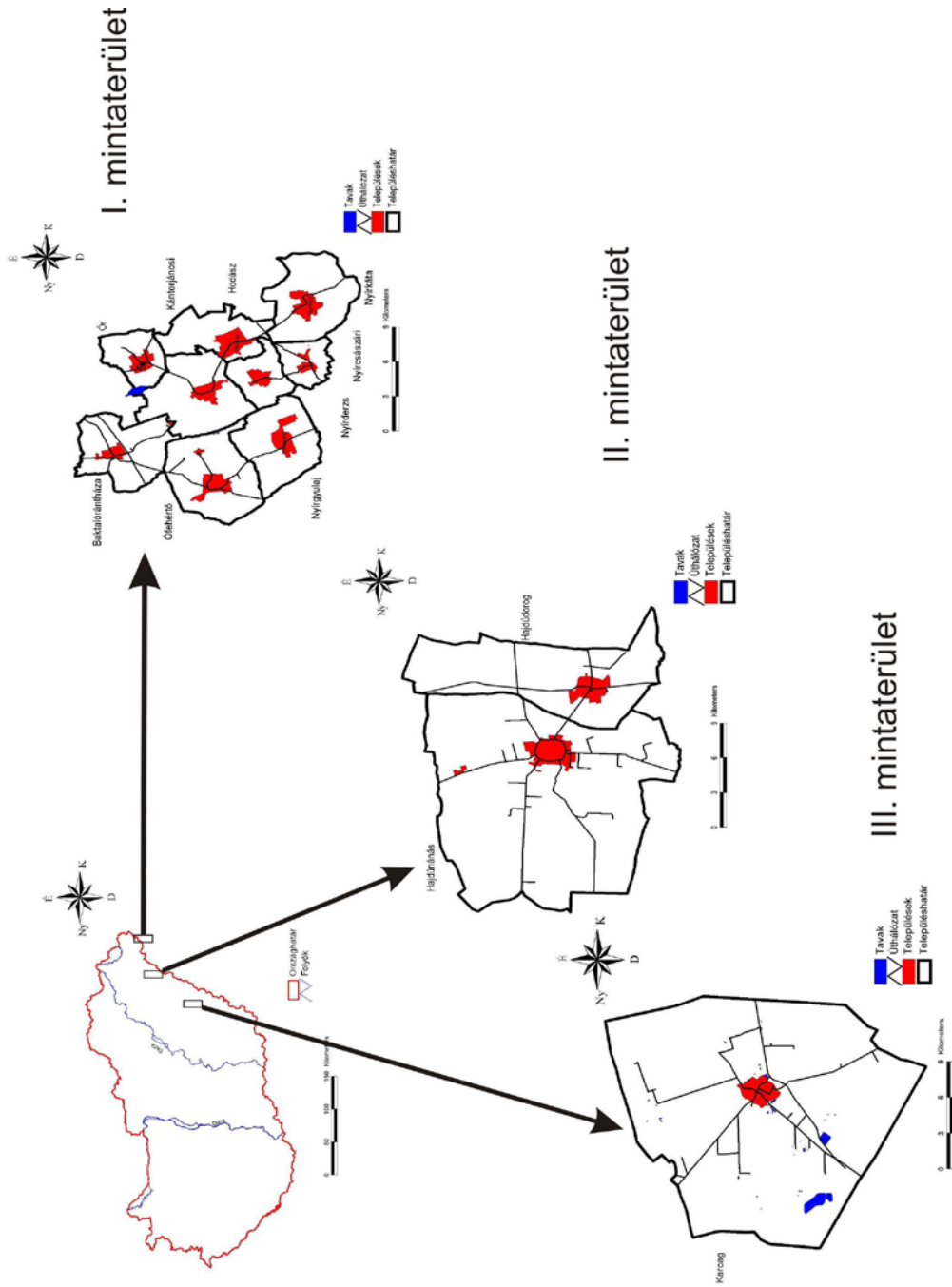
Széleróziós szempontú vizsgálatnál a mintaterületek jellemzését a szélerózió, mint folyamat szempontjából érdemes elvégezni. Ez azt jelenti, hogy azokat a tényezőket kell elemezni, amelyek a szélerózió kialakulásában szerepet játszanak, illetve a végbemenő folyamat nagyságát, valamint időtartamát befolyásolják. A széleróziót kiváltó tényezők közül a szél sebességét és turbulenciáját, a befolyásoló tényezőkből pedig a földtani, geomorfológiai, talajtani, éghajlati és vízrajzi tényezőket kell számba venni. A három mintaterületet (1. ábra) úgy választottuk ki, hogy ezek a tényezők eltérőek legyenek, mivel így lehetőség nyílt a különböző táji adottságok összehasonlító elemzésére. A kijelölésnél nem táj-, vagy talajtani határokat, hanem településhatárokat vettünk figyelembe. Ennek oka elsősorban az volt, hogy a táji kereteket túlságosan nagynak, míg a talajtaniakat pedig túlságosan egysíkúnak találtuk. A településhatárok figyelembe vételével viszont nagyjából optimális területnagyságot vizsgálhattunk, ugyanakkor a geomorfológiai–talajtani–éghajlati–vízrajzi tényezőkkel szembeni kívánalmaink sem sérültek, mivel a településeket úgy választottuk ki, hogy az adott tájra jellemző természeti-környezeti tényezők megmaradjanak.

##### 3.1.1. Földtani–geomorfológiai tényezők

A földtani–geomorfológiai tényezők vizsgálata azért fontos, mert a földtani közeg adja meg azt az alapot, amelyen mind a geomorfológiai formakincs, mind a talajtakarók kialakulnak, illetve a talajvíz horizontális–vertikális mozgása is ebben a közegben megy végbe.

A **nyírségi mintaterület** az Északeleti- és a Délkeleti-Nyírségben, a nyírségi vízválasztótól északra helyezkedik el. A terület legelterjedtebb földtani képződménye a futóhomok, amit a felső-pleisztocén időszejek munkaképes szelei fújtak ki a felsőpleisztocén folyóvízi homokból. A futóhomok vastagsága néhány cm-től 25–32 méterig változik.

A nyírségi hordalékkúp rétegeinek lerakásában az Alföld ÉK-i részének valamennyi folyója részt vett. Közülük kiemelkedik a Tisza és a Szamos hordalékkúpépítő tevékenysége. A pleisztocénban a Nyírségen áthaladó folyók 120–300 m vastag folyóvízi hordalékkot halmoztak fel a pannon rétegekre.



1. ábra A mintaterületek áttekintő térképe (Saját szerkesztés)

A Nyírség pleisztocén-végi felszínének kialakításában a folyóvíz mellett a szélnek is fontos szerepe volt. A felső-pleniglaciálisban az Alföld ÉK-i részének folyói már nem folytak át a Nyírségen, emiatt a hordalékkúp tovább-

bi épülése megszűnt. Az élő és elhagyott folyómedrek közötti felszínről a felső-pleniglaciálisban az É-i, ÉÉK-i, ÉÉNy-i szelek futóhomokot hordtak ki, és szélbarázdákat, garmadákat, maradékgerinceket valamint kisebb-nagyobb deflációs mélyedéseket alakítottak ki (Borsy 1961). A területen megfigyelhető, hogy a futóhomok nagyobb akkumulációs mezőkbe rendeződött. Az igazi nagy futóhomok-területek mindig szigetszerűen emelkednek ki a környezetükből. Ilyen akkumulációs zóna húzódik Baktalórántházától délre, ahol a garmadák a 10 m magasságot is elérik (1. kép). A változatos felszínű, nagy akkumulációs homokfelhalmozódások kiterjedése különböző. Akad közöttük olyan, amelyiknek 5 km-nél is nagyobb az átmérője. Az akkumulációs övezetektől északra, északkeletre mindig nagyobb kiterjedésű lapos felszínnek helyezkednek el, ahonnan a szél a homokot elhordta, és a szélrózsa ritmikus változása szerint később felhalmozta. A szélbarázdás területek között jelentős különbségek vannak. Ennek oka, hogy a kialakulás feltételei a terület hordalékkúp jellege miatt nagyon eltérőek voltak. Nagyon sok függött a hordalék-szállítás módjától, a szélviszonyoktól, a homok szemcseösszetételétől, a talajvíz mélységétől valamint a növényzettől is.



1. kép Akkumulációs homokmező Baktalórántházától délre (Saját felvétel)

A Nyírség egykori, erdős-sztyepp jellege a holocén atlantikus fázisában (korábbi beosztás szerint: tölgy) alakult ki, majd a szubboreális fázisban

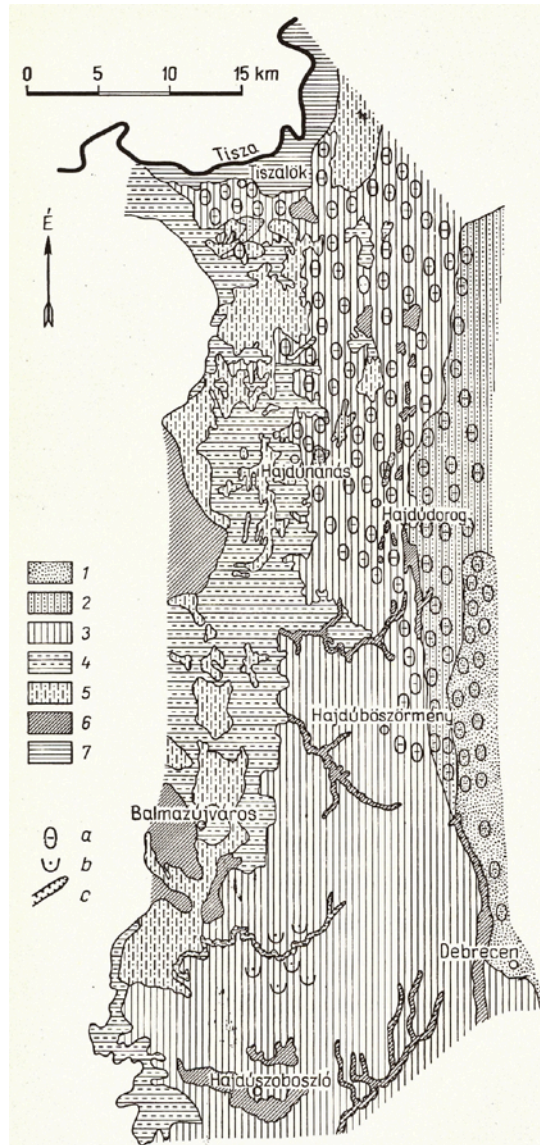
(régí beosztás szerint: bükk II.) az erdők záródása tovább fokozódott, emiatt nagymértékű anyagáthelyeződésre már nem került sor. A holocénkori futóhomokmozgásról, annak pontos idejéről és időtartamáról megoszlanak a vélemények (Lóki et al. 2008, Kiss és Nyári 2005), ugyanakkor azok a Nyírségben is több helyen megfigyelhetők (2. kép).

Az utóbbi néhány évszázadban egyrészt a megnövekedett lakosság-szám, másrészt pedig a gabona iránti kereslet által kiváltott földterület-igény miatt nagyarányú erdőirtások mentek végbe. A kevés humuszt tartalmazó talajok azonban rendszerint hamar kimerültek, és kötetlenségük miatt a szél-erózió áldozatául estek. Emiatt ezeket a területeket újra be kellett erdősíteni.



2. kép Holocén kori eltemetett talaj Kántorjánositól ÉNY-ra (Saját felvétel)

Földtani szempontból a **hajdúhádi mintaterület** uralkodó kőzete is az a folyóvízi üledék, amit a pleisztocén során raktak le az észak felől a Tisza felé haladó vízfolyások (valószínűsíthetően a Tapoly és az Ondava, esetleg a Szerencs-patak). A pleisztocén rétegsor alját a Sajó hordalékanyaga építi fel (Franyó 1966). Ebből a folyóvízi homokból fűjták ki a felső-pleniglaciálisban a munkaképes szelek azt az aprószemű homokfrakciót, ami kb. 2–4 méter vastagságban rakódott le, és garmadákba rendeződött. Az akkumulációs formacsoporthoz közé deflációs formák (szélbarázdák és maradékgerincek) ékelődnek be (2. ábra). A buckás területeken a reliefenergia csekély.



2. ábra A Hajdúhát geomorfológiai térképe (szerk: Borsy 1969)

Pleisztocén: 1=futóhomokok; 2=löszös homok; 3=homokos lösz, lösz; 4=iszapos lösz, szikes lösz. Holocén: 6=szikes iszap; 7=öntésagyag, öntésiszap. Formák: a. szélbarázdás felszínek; b. löszdolinák; c. eróziós-deráziós völgy

A buckák többsége nem magasabb 5 méternél és a legmagasabb buckák is csak ritkán érik el a 10 métert. Nagyon jellegzetesek a területre a deflációs laposok is (Ilyen például a Nagy-rét elnevezésű terület Hajdúdorogtól északra). Ezek átmérője a néhol a 2 km-t is eléri. A deflációs eredetüket a tőlük délre fekvő futóhomok felhalmozódások jól tanúsítják. A Hajdúhát fu-

tóhomokja gyengén osztályozott és túlnyomórészt aprószemű homokból áll. Szabó (1964) vizsgálatai szerint a futóhomokszemek nagyon szilánkosak, tehát csak keveset mozogtak. A hajdúhádi homok görgetettségét tekintve leginkább a Sajó és a Berettyó homokjához hasonlít. A Nyírségben viszont a görgetettségi érték jóval nagyobb, mivel a homokmozgás időtartama jóval hosszabb volt (nemcsak a felső-pleniglaciálisban, hanem a holocén több szakaszában is számolni lehet homokmozgással), emiatt a hajdúhádi homoktól nagy biztonsággal elválasztható. Erre az eolikus homok rétegsorra a pleisztocén végén keletkezett lösz és homokos lösz, illetve löszös homok rakódott le. Ennek vastagsága 0,5–4 m között ingadozik. A löszös homok inkább a Nyírség közelében elhelyezkedő buckákon és a legmagasabbra emelkedő buckák felszínén található meg. Ma futóhomok csak ott található a felszínen, ahol a buckatetőkön a löszös homokon kialakult vékony talajtakarót a szél megbontotta és a finom frakciót elszállította. Ezek a kifakult foltok mind a légifelvételeken, mind szabad szemmel jól láthatók (3. kép).



3. kép Erodált felszín Hajdúnánás és Hajdúdorog között (Pálfi Aletta felvétele)

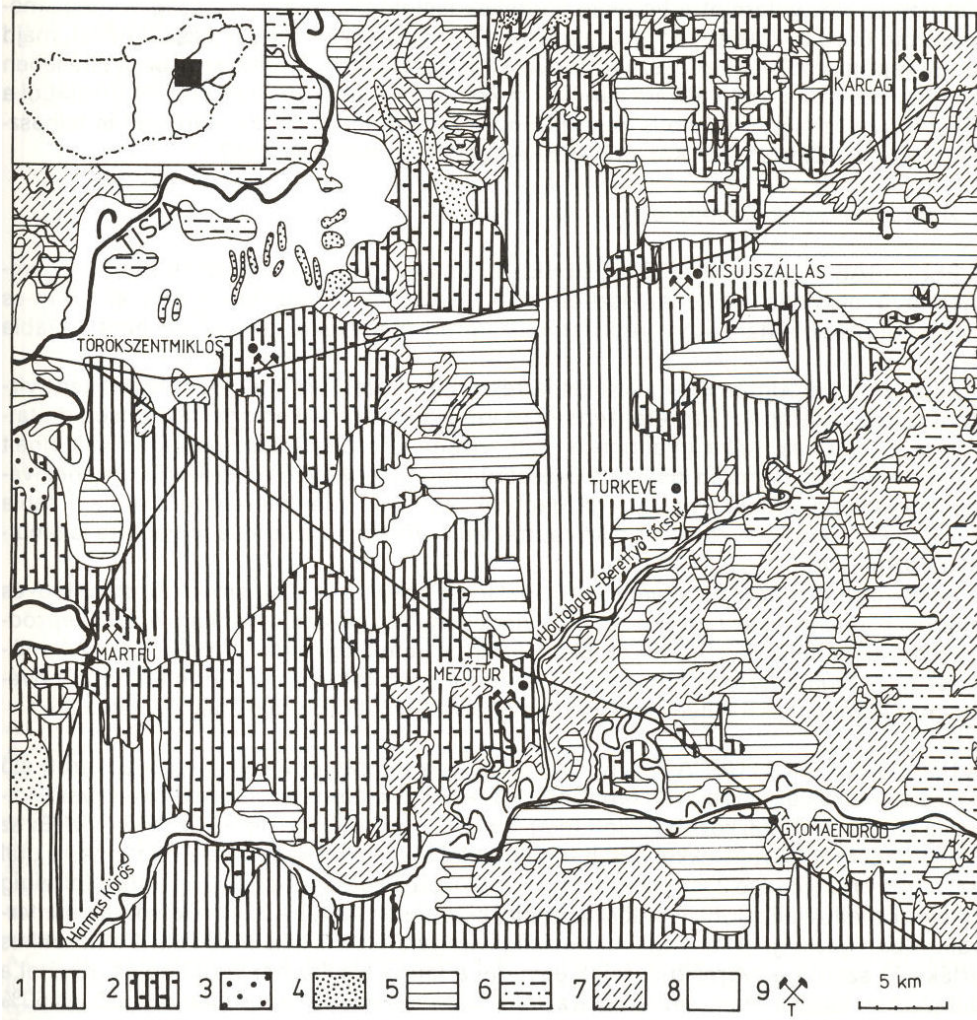
Típusos lösz Hajdúdorogtól nyugatra található, elterjedési határát nagyjából a 100 m-es szintvonalnál lehet meghúzni. Ez alól csupán a Hajdúnánás és Hajdúdorogtól DK-i, illetve DNY-i irányban ék vagy ujszerűen

lenyúló és élénkebb reliefenergiájú erősebben homokos löszterszín jelent kivételt.

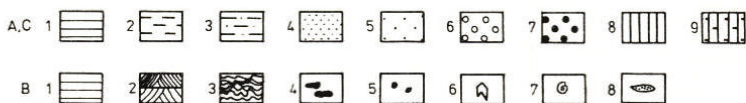
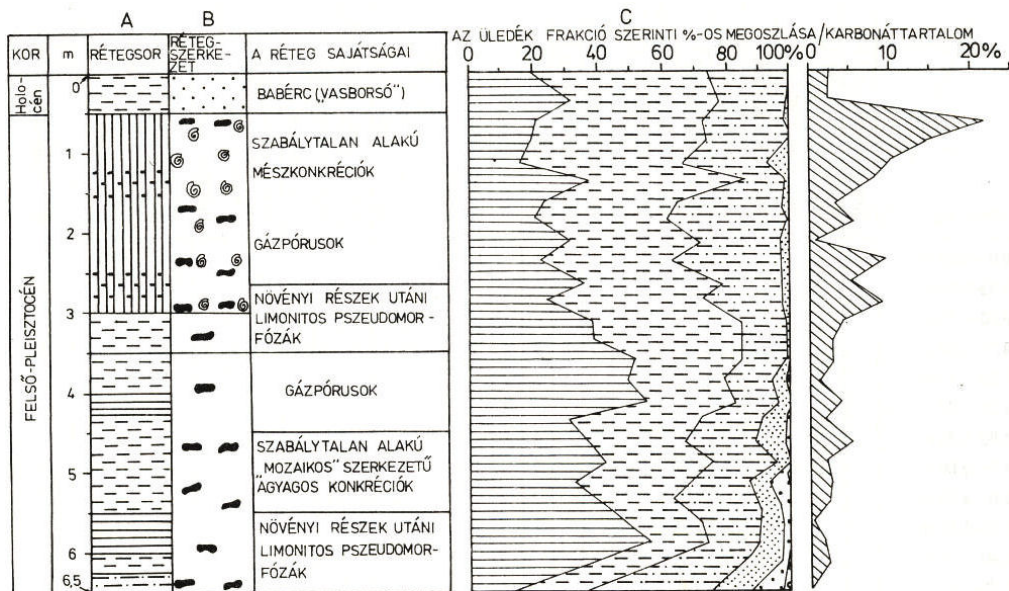
A **karcagi mintaterület** északi része alacsony ármentes, míg keleti (Hortobágy felé eső), valamint déli (Sárrétek felé néző) része ártéri síkság.

A területen a pliocén pannon emeletében agyagos, márgás, homokos üledékek rakódtak le a tavi üledékképződési ciklusban. A beltó nagykunsági része a pleisztocén elejére már biztosan szárazulattá vált (*Borsy 1968*), a pleisztocén elején a területet az Eger-patak, valamint a Tarna formálta, mintegy 160 méter, főként agyagos, iszapos illetve finomhomokos üledéket rakva le. Később, már a würm elején a Tisza megjelenése változtatta meg a terület formálódását. Az alsó-pleniglaciálisban (56 000–49 000 éve) az Ós-Tisza-Szamos átváltott az Ér-völgyébe, ahonnan a Pocsaji-kapun kilépve megjelent Körösvidéken és egy észak-déli irányú eltolódás következményeként kisebb-nagyobb medreket illetve folyóhátakat alakított ki a terület déli, Bucsa felé eső részén. Ennek köszönhető, hogy a területen a folyóhátaktól elgátolt mélyedésekben mocsárvilág alakult ki, amelyeket csak a folyószabályozások és később a belvízrendezések szüntettek meg, részben a XIX., részben pedig már a XX. században. Egy másik fiatalabb, de keletkezési idejét tekintve eltérő korú medergeneráció maradványai is azonosíthatóak a területen, amelyek már a Tisza tokaji-kapuban történt megjelenése után keletkeztek. A településtől DNy-ra található Kecskés-tavat, Csonka-eret, valamint az ÉK-i irányban lévő Zádor-eret a Tisza idősebb (feltehetően középső-würm) medermaradványaiként azonosítják (*Tóth és Félegyházi 2003*), de ezek pontos lefűződési kora jelenleg nem ismert. Egy nagyobb, vizuálisan is jól felismerhető medermaradvány (valószínűsíthetően Tisza) található Karcagtól 10 km-re északra, melynek keletkezési idejét a későglaciálisra teszik (*Gábris et al. 2001*).

A felső-pleisztocén üledéksorát a karcagi téglagyár földtani szelvényéből ismerjük (*Krolopp és Szónoky 1989*). Eszerint a terület felső tíz méterre folyóvízi üledékekből, elsősorban iszapból és agyagból, illetve infúziós löszből, vagyis ártéri jellegű üledékekből épül fel (*3., 4. ábra*). Több helyen tőzeges rétegek is megjelennek, amelyek tavi üledékképződésre utalnak (*Rónai 1979*). Nagyobb területeket borít – elsősorban a rossz lefolyású területeken – a holocén korú réti agyag.



3. ábra A Nagykunság földtani térképe (Balogh K. et al. 1956) 1. felső pleisztocén alluviális (infúziós lösz), 2. felső pleisztocén agyagos alluviális (infúziós) lösz, 3. óholocén folyóvízi homok, 4. óholocén futóhomok, 5. újholocén öntésagyag, 6. újholocén köztelisz, 7. holocészikes, 8. jelenkori öntésüledék, 9. téglagyári feltárás



4. ábra A karcagi téglagyár földtani szelvénye (Krolopp és Szónoky 1989)  
 A, C – 1. agyag (0,005 mm), 2. finom kőzetliszt (0,02-0,005 mm), 3. durva kőzetliszt (0,02-0,06 mm), 4. finomhomok (0,06-0,1mm), 6. közpszemű homok (0,2-0,5 mm), 7. durva homok (0,5-2,0 mm), 8. alluviális (infúziós) lösz, 9. agyagos (infúziós) lösz  
 B–1. vízszintes, párhuzamos rétegzés, 2. keresztretegzés, 3. konvolut deformációt szenvedett réteglemezek, 4. konkréció, 5. babérc (vasborsó), 6. gipszkristály, 7. Mollusca-maradványok, 8. finomhomok lencsék

### 3.1.2 Éghajlati adottságok

Az éghajlati jellemzők közül elsősorban a hőmérséklet, a csapadék, a párolgás valamint a szélesség összefüggései határozzák meg a széleróziós folyamat kialakulását, annak időtartamát és hatásának nagyságrendjét.

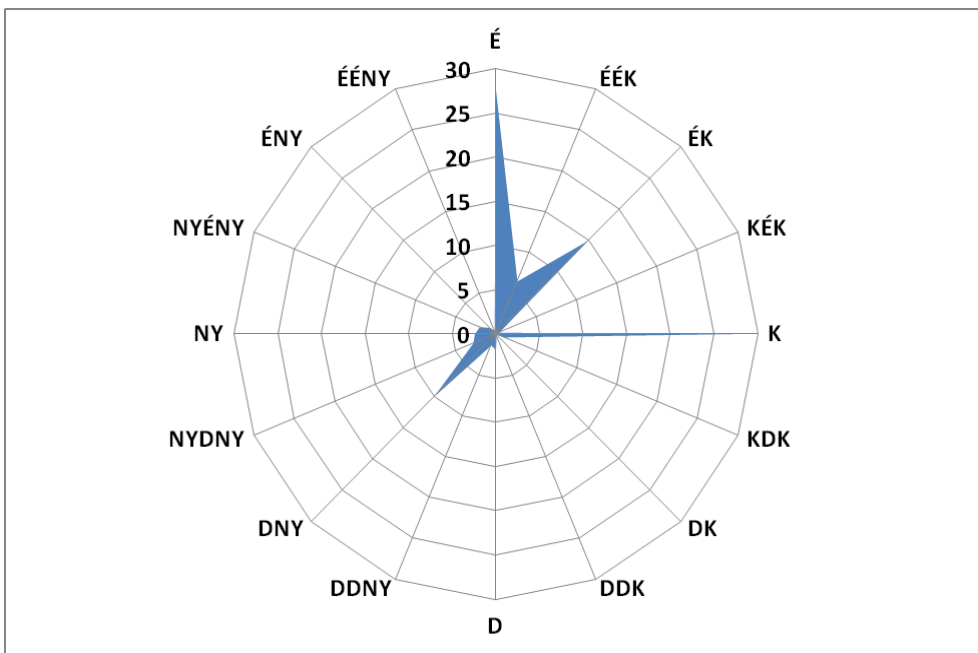
Az éghajlati tényezők közül a legfontosabb a szél sebessége és iránya, egyrészt mivel a széleróziót, mint kiváltó folyamatot a szél sebessége és turbulenciája határozza meg, de a defláció elleni védekezés szempontjából a szélirányok is kitüntetett figyelmet érdemelnek, mivel mind a mezővédő erdősávok, mind a szántóföldek hosszirányát az uralkodó szélirányra merőlegesen kell tervezni. A szél sebessége és iránya időben és térben állandóan változik. A szélerózió mértéke a szél sebességétől függ, de a szállított talaj mennyisége és a talaj felszínének érdessége is visszahat a szél erejére, sebes-

ségére. A szél erejének, irányának változását a növényzet, valamint a mesterséges építmények (épületek, hidak, utak, hófogók stb.) is befolyásolják.

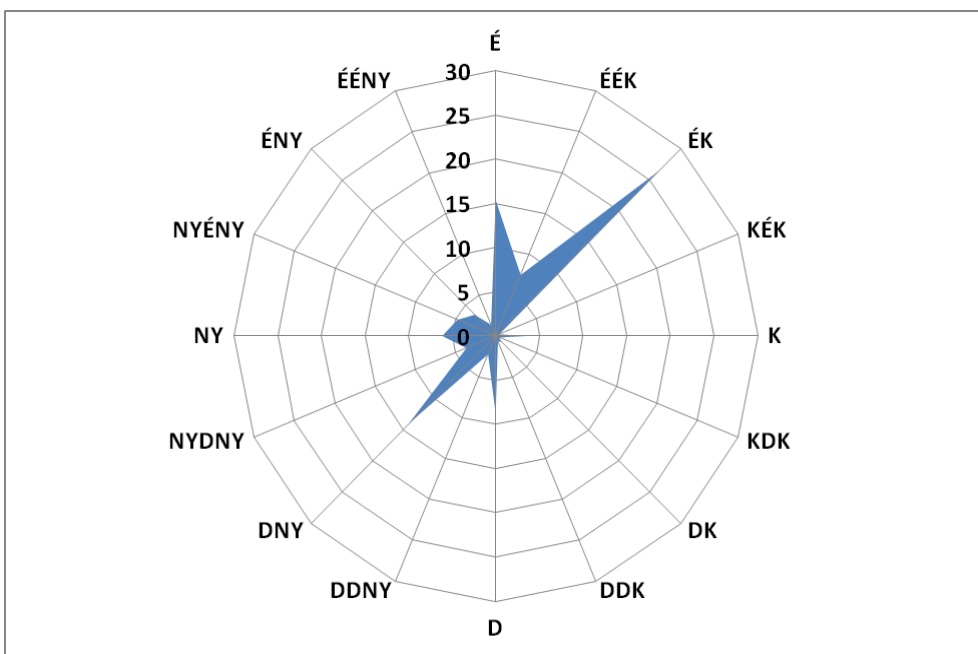
A szélesség napi menete a következőképpen alakul. A sebesség maximuma 14 óra körül, minimuma az éjszakai, illetve hajnali órákban jelentkezik. A szabályos napi menetben csak akkor tapasztalunk eltérést, ha valamilyen frontátvonulás van az adott helyen. Továbbá megállapíthatjuk, hogy a nyári hónapokban az ingás háromszorososa a decemberi, illetve januári átlagos sebességingadozásnak. A szélerózió szempontjából nagyon fontos annak ismerete, hogy a legerősebb szelek melyik időszakban várhatók. A szélesség havi értékeit elemezve megállapíthatjuk, hogy a maximum a tavaszi, a minimum az őszi hónapok valamelyikében következik be. A tavasz kezdetén jelentkező maximális szélességek azért veszélyesek, mert a vegetációs időszak elején a növényzet még nem védi a felszínt, sőt a már kikelt, fejlődő fiatal növények ekkor károsodnak (homokverés) a legjobban.

Az uralkodó szélirányt tekintve elmondható, hogy az egyes mintaterületeken megegyezik, azonban a mellékirányokban a mintaterületek földrajzi elhelyezkedése miatt eltérések vannak. Éves viszonylatban a **nyírségi mintaterületen** a nyíregyházi (5. ábra) megfigyelőállomáson az É-i valamint a K-i irányból fújó szelek a leggyakoribbak. Az északias és a keleties irányt a magyarázza, hogy az ÉK-i hidegbetörések fő útvonala itt halad keresztül. Az alárendelten jelentkező DNY-i szélirány előfordulása azzal magyarázható, hogy NyÉNy-i irányultság esetén a Dévényi-kapun át nagy sebességgel behatoló áramlás az országban szétterülve a Tiszántúl K-i részén DNY-i irányból fúvó szélként jelentkezik. A DNY-i és ÉK-i szelek gyakoriságát az Északkeleti-Kárpátok és az Alföld ÉK-i pereme között kialakuló hegy-völgyi szélrendszer is növeli, mely derült anticiklonális időjárási helyzet esetén alakul ki. A nappali, hegyek felé fújó szél a DNY-i, éjszaka a hegyekről a síkságra tartó áramlás pedig az ÉK-i irányok gyakoriságának megnövekedésében jut kifejezésre. Az uralkodó szélirány mellett azért fontos a másodlagos szélirányok vizsgálata, mivel azok széleróziós hatásával is számolni kell, ezért a defláció elleni védekezési módszerek (erdősávrendszerek, parcellairányok) kidolgozása során ezeket is figyelembe kell venni.

A **hajdúháti mintaterülethez** legközelebb eső debreceni állomás adatai szerint (6. ábra) ott az ÉK-i irány a meghatározó, ezenkívül alárendelten jelentkezik az É-i és a DNY-i szélirány. Ennek oka ugyanaz mint amit már a nyírségi mintaterület esetében elmondtunk, hiszen a két terület között nincs akkora távolság és domborzati különbség, hogy az az uralkodó szélirányokat tekintve jelentős változásokat okozzon.



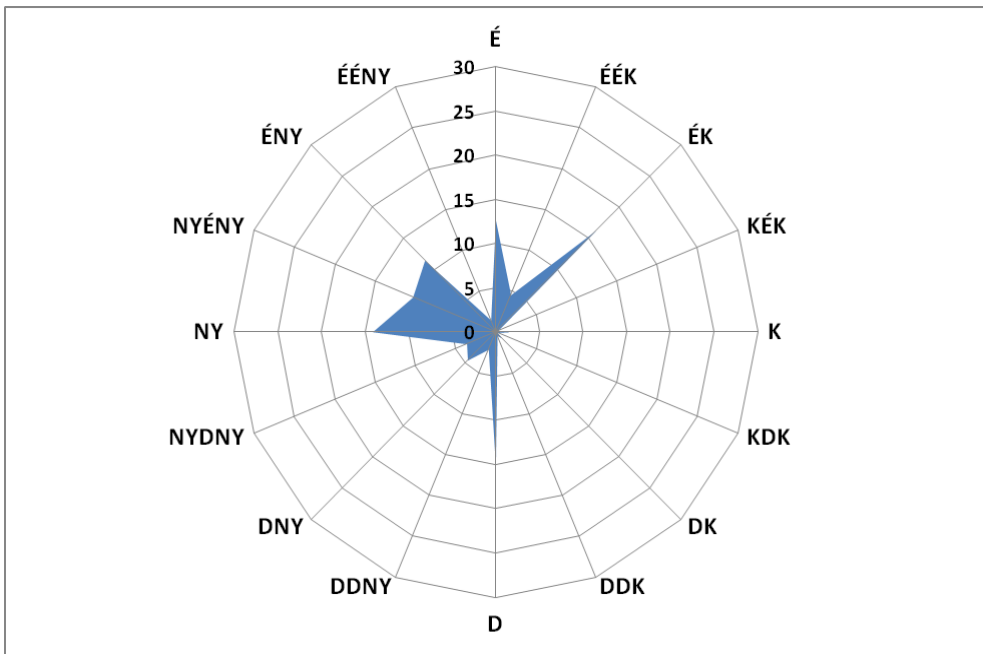
5. ábra A szélirány gyakoriság eloszlása Nyíregyházán 1948–1986 között (Időjárási Havijelentések adatai alapján saját szerkesztés)



6. ábra A szélirány gyakoriság eloszlása Debrecenben 1948–1986 között (Időjárási Havijelentések adatai alapján saját szerkesztés)

A **karcagi mintaterületen** az uralkodó szélirány az oda legközelebb eső tiszai állomás adatai szerint az ÉK-i. Túrkevéen viszont nem lehet uralkodó szélirányt kijelölni, mivel az ÉK-i mellett az É-i, a D-i és a Ny-i is hasonló arányban fordul elő. (Ez a két állomás csak tájékoztató jelleggel szerepel, mivel az adatsoruk egy viszonylag rövid, 18 éves időszorra korlátozódik, így a dolgozatba a diagramjukat sem tettem be.) A mintaterülettől távolabb található szolnoki megfigyelőállomás (7. ábra) adatai a túrkeveiéhez hasonlítanak, ott is az északkeleti, északi, északnyugati és déli irányú szelek a jellemzőek.

Ha a szélrózsa szempontjából kiemelt fontossággal bíró tavaszi hónapok uralkodó szélirányát tekintjük, akkor nem tapasztalunk eltérést az éves uralkodó szélirányoktól. Ennek azért van jelentősége, mert így egyrészt a szántóföldek hosszirányát az egész évet tekintve azonosra lehet tervezni, másrészt pedig a mezővédő fásításokat is az év minden szakaszában ugyanahhoz az uralkodó szélirányhoz lehet beállítani.



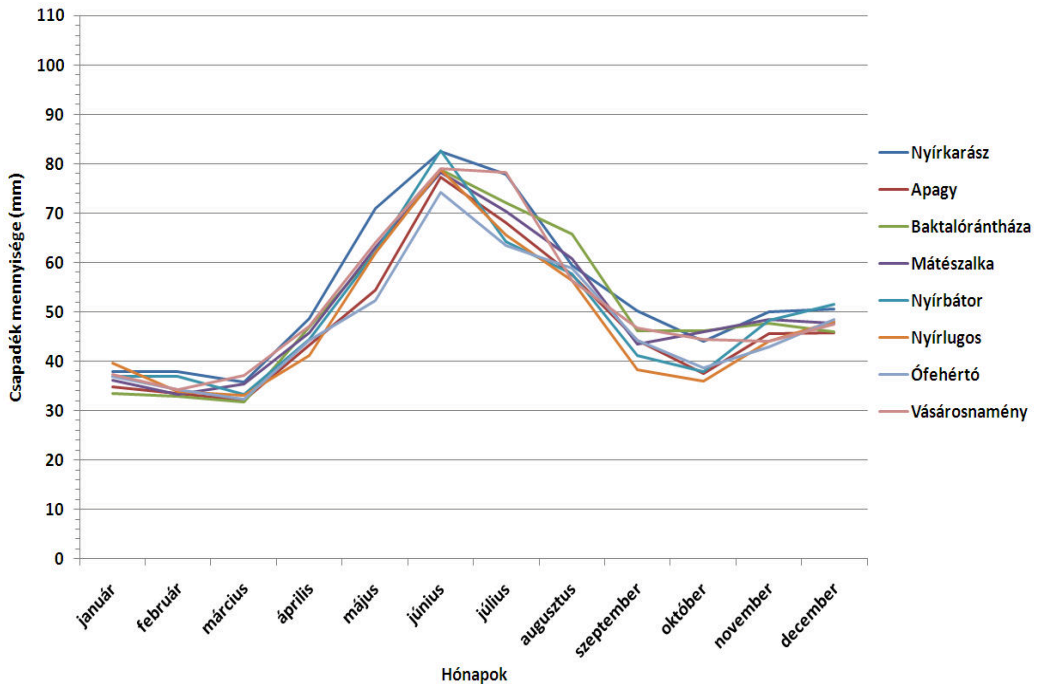
7. ábra A szélirány gyakoriság megoszlásai Szolnokon 1948–1986 között (Időjárás Havi Jelentések adatai alapján saját szerkesztés)

A *csapadék* és a szélrózsa kapcsolata nyilvánvaló. A kifúvás és a szállítás folyamata mindaddig nem indul meg, amíg a talaj nedves, ugyanis a nedves talajszemcsék között nagyobb a kohézió, illetve a nedves talajszemcsék térfogattömege is nagyobb (Lásd a korábbi irodalmi adatokat.). A csapadék esetében nemcsak annak évi mennyiségét, hanem éven belüli eloszlá-

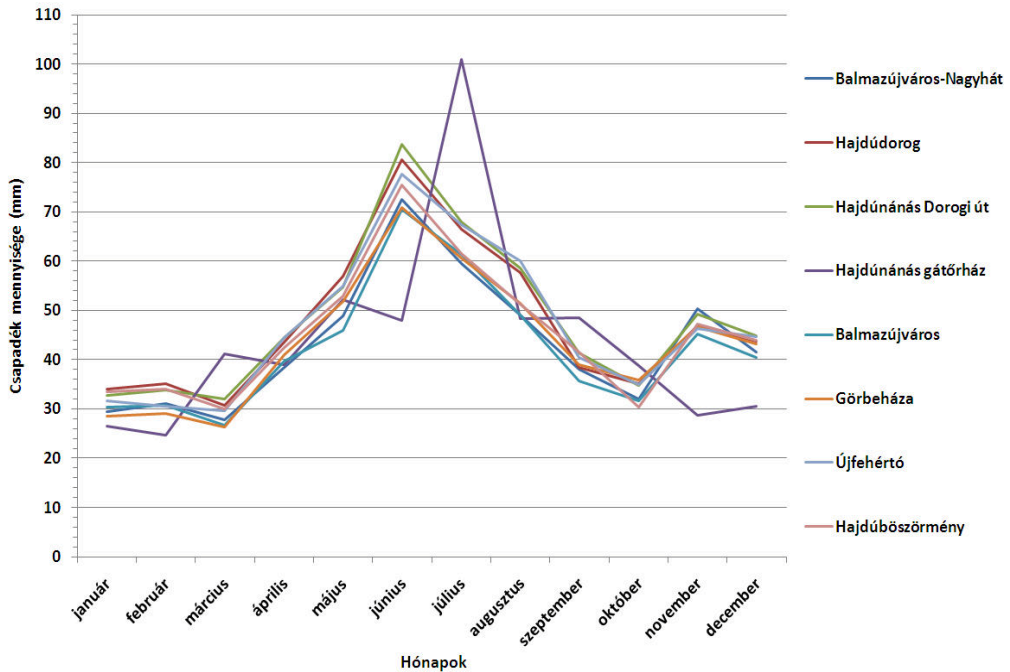
sát is vizsgálni kell, különösen a hőmérséklet és a szélsébség összefüggésrendszerében. Ez gyakorlatilag azt jelenti, hogy a talajnedvesség időbeli változásait kell vizsgálni. Ha a csapadék többsége akkor hullik, amikor a szélsébség értékei kicsik és a hőmérséklet alacsony, akkor annak szélerózióra gyakorolt hatása kicsi. Ezzel ellentétben, ha a szélsébség nagy és a hőmérséklet is magas, akkor a talajfelszín kiszáradása is gyorsabban megy végbe.

A csapadék összmenyiségét illetően elmondható, hogy éves viszonylatban a legkevesebb csapadékban Karcag környéke részesül (500–550 mm). Ennek oka a Kárpát-medencén belüli földrajzi helyzet, valamint az óceánoktól való távolság. A legtöbb csapadék a nyírségi mintaterületen hullik (550–650 mm). A hajdúhádi mintaterület pedig átmeneti helyzetben van a két terület között (550–600 mm).

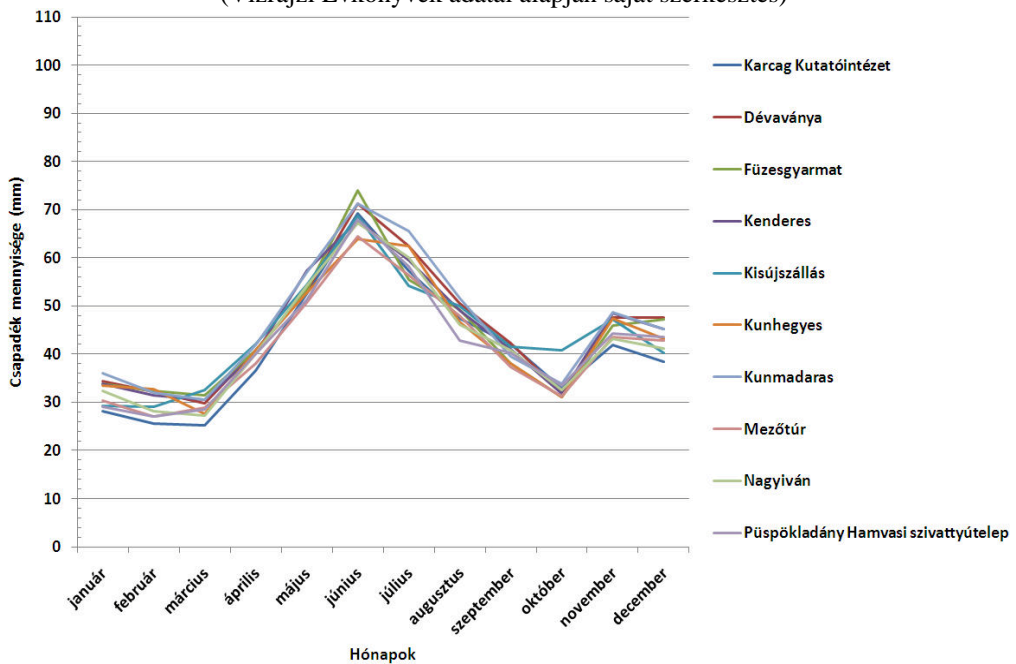
Az évszakos eloszlást figyelembe véve a legkevesebb csapadék télen esik, mennyiségét tekintve általában nem éri el az évi összeg ötödét sem (8., 9., 10. ábra). A téli évszak hónapjai közül a február a legszárazabb (nyírségi mintaterület: 30–40 mm; hajdúhádi mintaterület: 25–35 mm; karcagi mintaterület: 25–35 mm) Ennek ismerete számunkra azért fontos, mert ekkor már gyakran nem védi hótakaró a felszínt, ugyanakkor a téli szélerózióra számítani lehet (lásd 4. kép).



8. ábra Az évi csapadék megoszlása a nyírségi mintaterületen 1956–2003 között (Vízrajzi Évkönyvek adatai alapján saját szerkesztés)



9. ábra Az évi csapadék megoszlása a hajdúhátú mintaterületen 1956–2003 között (Vízrajzi Évkönyvek adatai alapján saját szerkesztés)



10. ábra Az évi csapadék megoszlása a karcagi mintaterületen 1956–2003 között (Vízrajzi Évkönyvek adatai alapján saját szerkesztés)

A tavasz kezdetén – márciusban – a csapadékatlag valamivel kevesebb a februári átlagnál. Ebben a hónapban már kezdődnek a tavaszi munkák, aminek a hatására a felszint védő növénymaradvánnyal fedett területek mértéke is csökken, ezért a szélrózsió veszélye egyre jobban fokozódik. Az évszak végére a csapadék mennyisége már a márciusinak közel a duplája (8., 9., 10. ábra), ami a hőmérséklet emelkedésével együtt a növényzet fejlődését is segíti, a fokozódó növényborítottsággal pedig a szélrózsió veszélye fokozatosan csökken. Tavasszal a legkevesebb csapadékban a karcagi (115–122 mm) és a hajdúhíti mintaterület (109–121 mm) részesül. A hajdúhíti mintaterület esetén a hortobágyi csapadékmérő állomásokon (Görbeháza, Polgár) mért kisebb csapadékmennyiségek rontják le az átlagot. A nyírségi mintaterület tavaszi csapadék értékei 126–155 mm között mozognak

A nyári hónapokban és egyben az egész évben is a június a legcsapadékosabb (8., 9., 10. ábra). Az időbeli eloszlás is ebben a hónapban a legenyegletesebb. A szélrózsió csak a szélsőségesen száraz hónapokban fordulhat elő, de akkor is csak kisebb területeket érint. Az egyes évek nyári csapadékösszegeiben is eltérések adódhatnak.

Júniustól kezdődően egészen októberig a havi csapadékösszegek csökkennek. Az őszi hónapok közül az október a legszárazabb. Ekkor a mintaterületeken a csapadék havi összege valamivel több, mint az Alföldön átlagosan, ahol kb. 20 mm (nyírségi mintaterületen: 35–45 mm; hajdúhíti mintaterületen: 30–35 mm; karcagi mintaterületen: 30–35 mm; 8., 9., 10. ábra). A hajdúhíti mintaterületen megfigyelhető egy határozottabb novemberi másodmaximum is (8. ábra). Ahol az őszi munkákat ekkor végzik, a szélrózsió veszélyével kell számolni, különösen ott, ahol ezt a talajviszonyok is lehetővé teszik, vagyis elsősorban a futóhomok területeken. Az őszi időszak azért is veszélyes, mert ekkor már megkezdődik a lombhullás, illetve a mezőgazdasági növények is betakarításra kerültek, ennek következtében kicsi a növényzetborítottság így a sűrűlódási tényező is, emiatt a szél sebessége kisebb mértékben csökken le, valamint a lombjukat veszített fák a frissen kikelt őszi vetésű növényeknek (elsősorban az őszi vetésű gabonának) kisebb védelmet nyújtanak.

A csapadékos napok számát tekintve ugyanaz mondható el, mint amit a csapadék összmennyiségét illetően már elmondtunk: a legkevesebb csapadékos nap (átlagosan 80) a karcagi mintaterületen fordul elő, míg a legtöbb (átlagosan 92) a nyírségi mintaterületen; a hajdúhíti mintaterület értékei (átlagosan 83) pedig a kettő között helyezkednek el. Ez átlagosan 4–5 naponként előforduló csapadékot jelent.

Fontos a csapadék intenzitása is. A rövid idő alatt nagy mennyiségű csapadékot hozó zivatarok általában erős széllel érkeznek. Abban az esetben, ha előtte hosszabb ideig nem esett eső és a talajfelszín nagyon kiszáradt, akkor a vihar szele komoly szélrózsiós károkat idéz elő. Ilyenkor az erős szél-

lökések miatt gyakoriak a porviharok is. A feltételezhető globális klímaváltozás hatására számolni kell a rövid ideig tartó, de nagy intenzitású záporok gyakoriságának növekedésére. Korábban úgy gondolták, ha esik az eső, akkor nem kell a szélrózsiával számolni. Az utóbbi években Ghentben a szélcsatornában végzett kísérletekkel bebizonyították (Gabriels et al. 1997, Gabriels et al. 1998), hogy a viharos erejű széllel párosuló esőben a csepp-erózió mellett a szélrózsiával is számolnunk kell.

A csapadék egy része hó formájában hullik le. Ennek a növényegészségügyi szempontok mellett az a jelentősége, hogy egyrészt a hó növeli a talaj nedvességtartalmát, másrészt pedig minél tovább borítja hó a felszínt, a kiszáradás annál később következik be. Vékony hótakaró esetén megfigyelhető az a jelenség (Lóki 1985), hogy a szél a hóval együtt a talaj felső rétegét is elszállítja (4. kép).



4.kép A hóval együtt szállított talajszemcsék felhalmozódása hófogók mögött a Nyírségben (Saját felvétel)

Azt, hogy a talajok mennyi ideig képesek a nedvességtartalmat raktározni, a talajok fizikai-kémiai tulajdonságain, a szélviszonyokon, valamint a növényzet árnyékoló hatásán kívül nagymértékben befolyásolják a *hőmérsékleti viszonyok* is. Alacsony hőmérsékleten (és szélesebbégeknel) a talaj a nedvességet jobban megtartja, mint magas hőmérsékleten, mert a párolgás

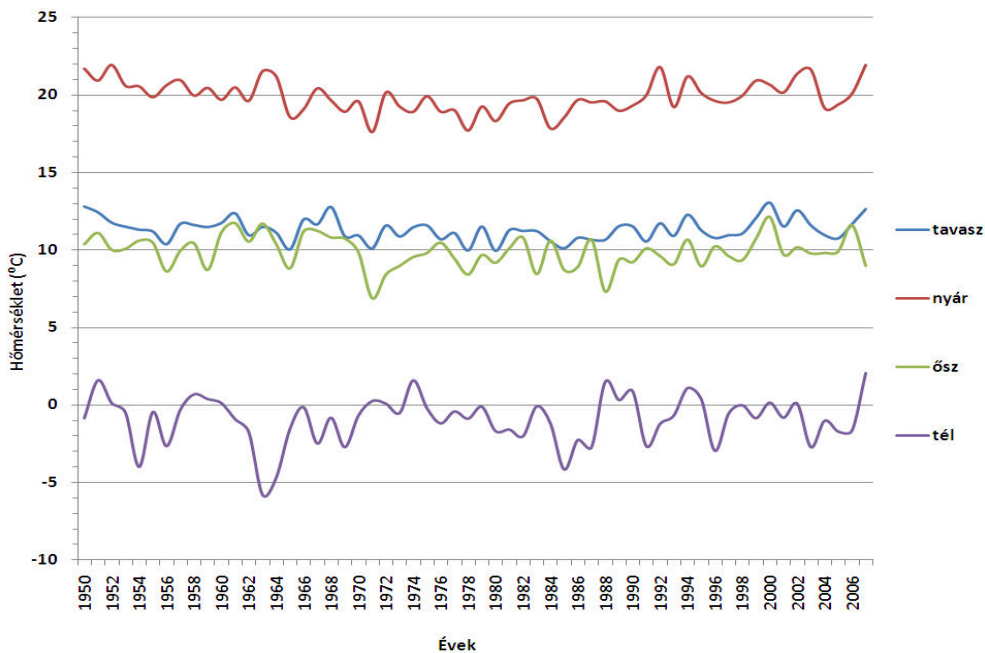
mértéke kisebb. A nedvesebb felszín ilyen esetben hosszabb ideig ellenáll az erózióknak. A hőmérséklet meghatározza azt is, hogy a növények a párolgási veszteség pótlására mennyi vizet vesznek fel a talajból, vagyis közvetve, de így is a talaj nedvességtartalmára gyakorolnak hatást. Ugyanakkor a hőmérséklet a különböző időszakokban eltérő mértékben befolyásolja a széleróziót.

A legkritikusabb időszak a tavasz, különösen akkor, ha előtte a tél is száraz és hideg volt, mert ilyenkor a talaj nedvességtartalma lecsökken és a fagyaprózódás hatására a talajaggregátumok szétesnek kisebb szemcsékre, amelyeket a szél könnyebben meg tud támadni. A tavaszi időjárás eléggé változékony lehet, aszerint hogy milyen éghajlati helyzetek uralkodnak a Kárpát-medencében.

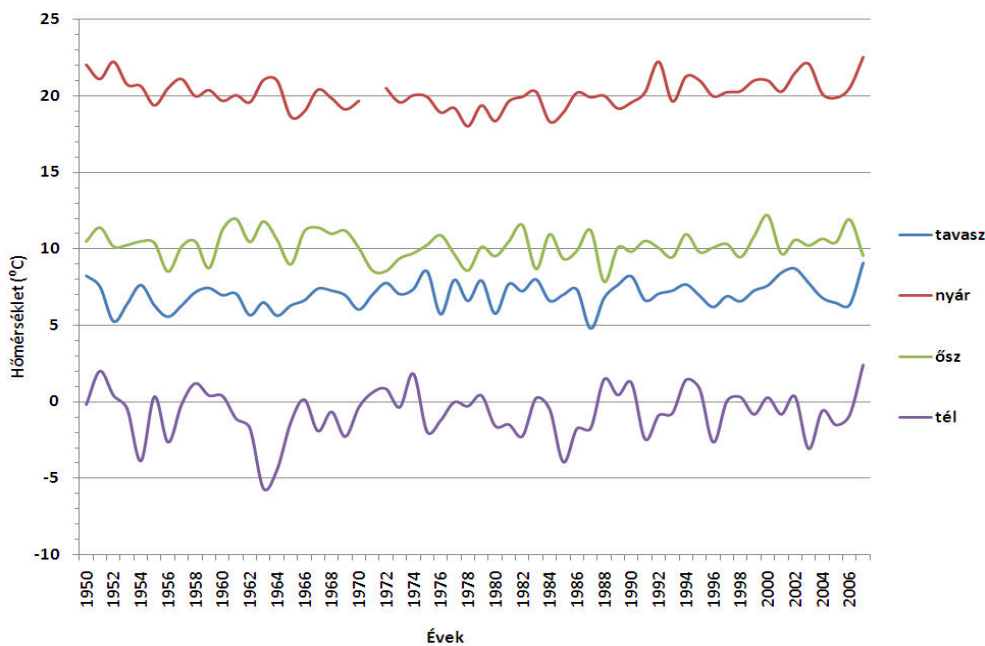
A legveszélyesebb helyzet a hosszú, csapadékmentes tavasz, mivel ilyenkor a csapadékhiány miatt a növényzet nem tud megerősödni, így nem nyújthat kellő védelmet a talajtakarónak. Ugyanilyen hatást gyakorol a hőmérséklet csökkenése, és a késői fagyok megjelenése is. A részben, vagy teljesen lefagyott levelek, hajtások pótlása, esetleg a növény újratétele, telepítése megnöveli azt az időszakot, amikor nem védi a növényzet a felszínt, tehát tovább áll fenn a szélerózió veszélye.

A hőmérséklet a nyári évszakban emelkedik a legmagasabbra (11., 12., 13. ábra). A hőmérséklet eloszlásában is megfigyelhetők a területi különbségek: a legmelegebb nyarak Karcag térségében fordulnak elő, ott a hőmérséklet a vizsgált időszakban a 20°C-t is meghaladja, ugyanakkor hasonló értékek Nyíregyháza és Debrecen térségében csak a 1990-es évek eleje óta figyelhetők meg. Ez azonban az elmúlt ötven évben nem egyedi jelenség: a hőmérsékleti adatokból jól látszik, hogy 1950-től az 1960-as évek közepéig is egy melegebb nyarú időszak tartott: a nyári középhőmérsékletek értékei az 1960-as végén kezdtek csökkenni, majd az 1980-as évek közepe óta újra megfigyelhető a nyarak melegedése. (A nyári időszak alatt minden esetben meteorológiai nyarakat értünk.)

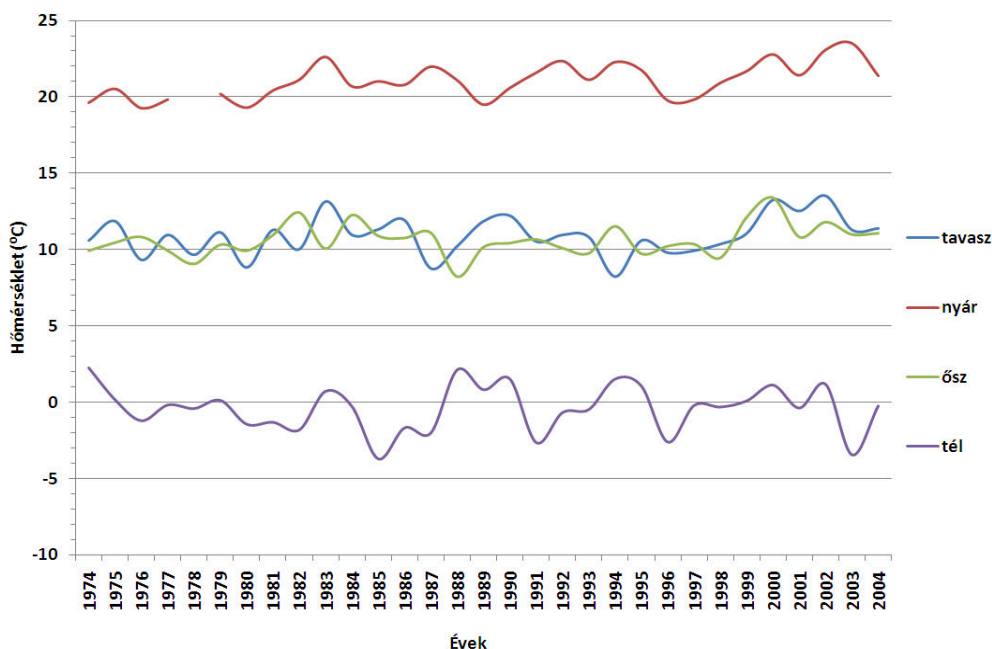
A nyár eleji csapadékmaximum és a ciklonoknak köszönhető esőzések a megfelelő hőmérséklettel párosulva elősegítik a növényzet fejlődését, így a szélerózió károkozása a minimálisra csökken. A nyár végén, az aratást követően, amikor a hőmérséklet még nagyon magasra emelkedhet, és a csapadék mennyisége csökken, akkor egyes területeken (pl. aratás utáni szántásokon, növényzet nélküli dűlőutakon, stb.) észlelhetünk széleróziót, elsősorban a zivatarokat megelőző erős szélviharban. Területi kiterjedésük és kártételük általában lokális szintre korlátozódik.



11. ábra A hőmérséklet évszakos különbségei Nyíregyházán 1950-2007 között (Időjárás Havi Jelentések adatai alapján saját szerkesztés)



12. ábra A hőmérséklet évszakos különbségei Debrecenben 1950-2007 között (Időjárás Havi Jelentések adatai alapján saját szerkesztés)

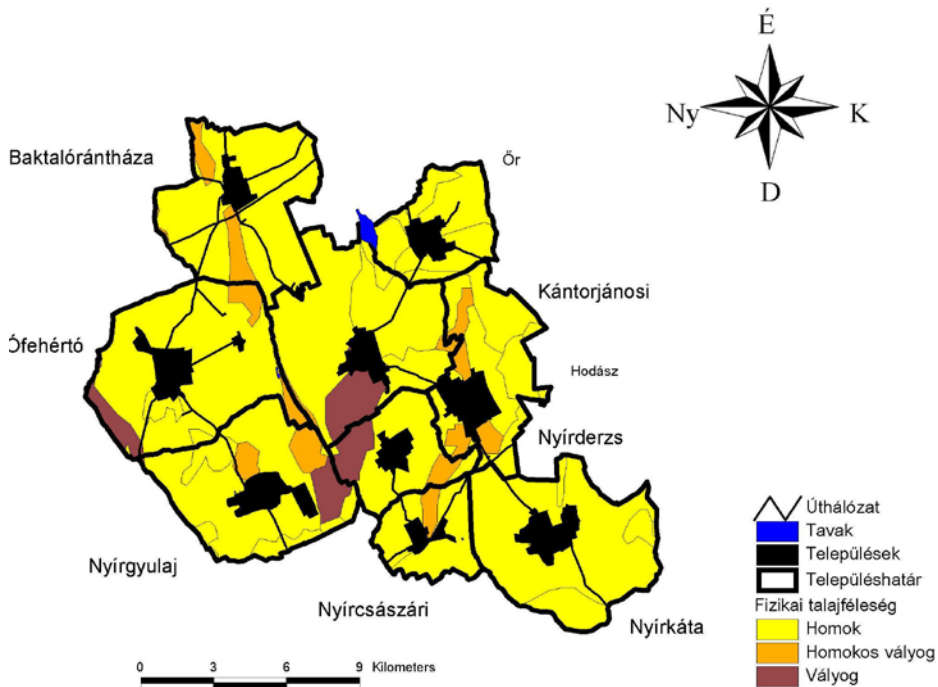


13. ábra A hőmérséklet évszakos különbségei Karcagon 1974-1994 között (Időjárási Havijelentések adatai alapján saját szerkesztés)

Az őszi hónapokban a hőmérséklet átlagértékei és napi maximumai is csökkennek (11., 12., 13. ábra). A növényzet, vagy a növényi maradványok még jelentős területen védik a felszínt. A reggeli és az esti órákban a hőmérséklet csökkenése a levegő páratartalmának kicsapódását eredményezi, ami a felszín nedvességtartalmát növeli. Ezek a hatások csökkentik a szélrózsió veszélyét. Az őszi mélyszántások területének növekedésével nő a veszélyeztetett területek kiterjedése. Ott, ahol a talajművelési munkálatok egybeesnek a szárazsággal, és a megelőző időszakban is kevés csapadék hullt, megfelelő erősségű szelek érkezésekor számolnunk kell a szélrózsió veszélyével. Az őszi szántást sok helyen alkalmazzák, mert az őszi és téli csapadék beszivárgását ezzel elősegítik. A munkálatok tervezésekor azonban mindig figyelembe kell venni a helyi adottságokat, hogy a szélrózsió veszélyét csökkentsük. A hőmérséklet csökkenése a kora őszi fagyokat is előidézi. A fagy hatására a növényzet egy része elpusztul, így növekszik a védtelen területek kiterjedése. Különösen veszélyes ez akkor, ha az első fagyok már szeptemberben beköszöntenek.

### 3.1.3. Talajtani adottságok

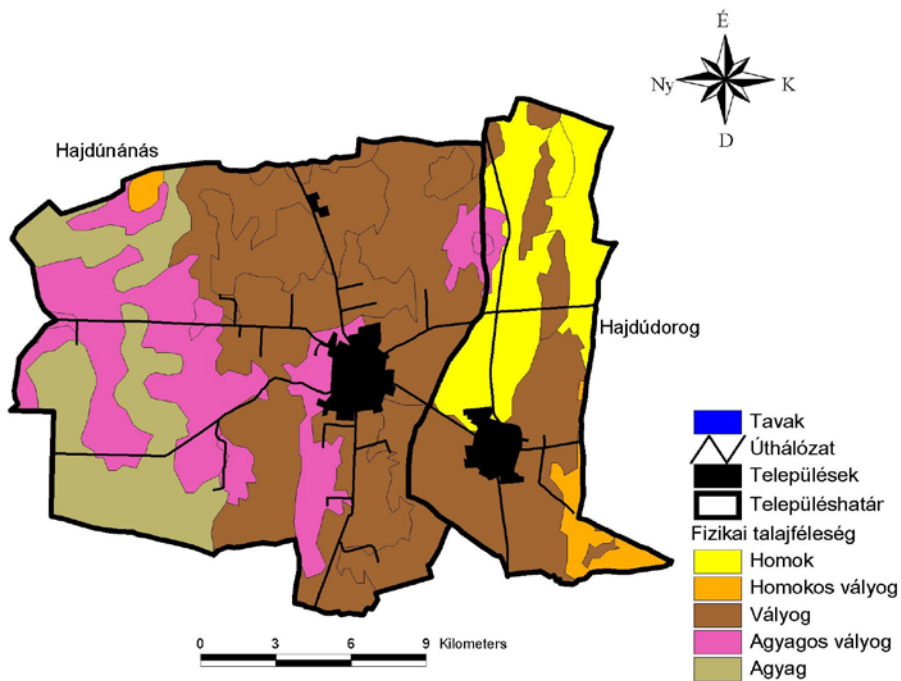
A szélerózió mértéke a szél erősségén kívül elsősorban a talajok szemcseösszetételétől, szerkezetétől és aggregátumképző hajlandóságától függ. Az alapkőzetten az eltérő domborzati, éghajlati, növényzeti, hidrológiai, stb. hatásra különféle talajtípusok alakultak ki. A munkaképes szelek az egyes talajokat különböző mértékben tudják támadni. A talaj szemcseösszetétele, szerkezete, felszínének mikrodomborzata (érdessége), nedvesség- és szervesanyag-tartalma határozza meg a szélerózió mértékét. A széleróziós szempontú vizsgálatoknál a talajokat elsősorban fizikai tulajdonságaik alapján érdemes osztályozni és nem genetikai alapon, mivel a szél kinetikus energiájával szembeni ellenállást az előbbi tulajdonságuk szabja meg.



14. ábra A nyírségi mintaterület fizikai talajfélésegei (Agrotopo adatai alapján saját szerkesztés)

A **nyírségi talajok** kialakulására a domborzati viszonyok és a homok szemcsenagysága szerinti eloszlása, valamint a hidrológiai viszonyok hatottak. A terület taljai homokos és homokos vályog, valamint vályog textúrájúak, genetikailag kovárványos barna erdőtalajok, humuszos homoktalajok, futóhomokok (14. ábra). A homokos vályog, vályog textúrájú talajok a buccaközi mélyedésekben, a deflációs mélyedésekben és laposokban alakultak ki

ott, ahol a talajvízszint a felszínhez közel helyezkedik el, és a talajképződési folyamatokra hatást gyakorol. A terület talajtani szempontból fontos jellemzői a kovárványcsikok, mivel ezek a talajban különböző vastagságú, a szél erejének ellenálló rétegeket képeznek. A kovárványt tartalmazó talajoknak mind a tápanyag, mind a vízgazdálkodása jobb, mint az egynemű homokoknak. E tulajdonságaiknak köszönhetően a termőképességük is kedvezőbb, ezért a szántóföldi művelés során meggondolandó az úgynevezett rónázásos technológia alkalmazása, melynek során a könnyebben elvégezhető szántóföldi művelés érdekében a buckás területek elegyengetésére törekszenek. A planációval a kovárvány rétegek összetöredezhetnek, így a talaj könnyebben áldozatául esik a deflációnak.

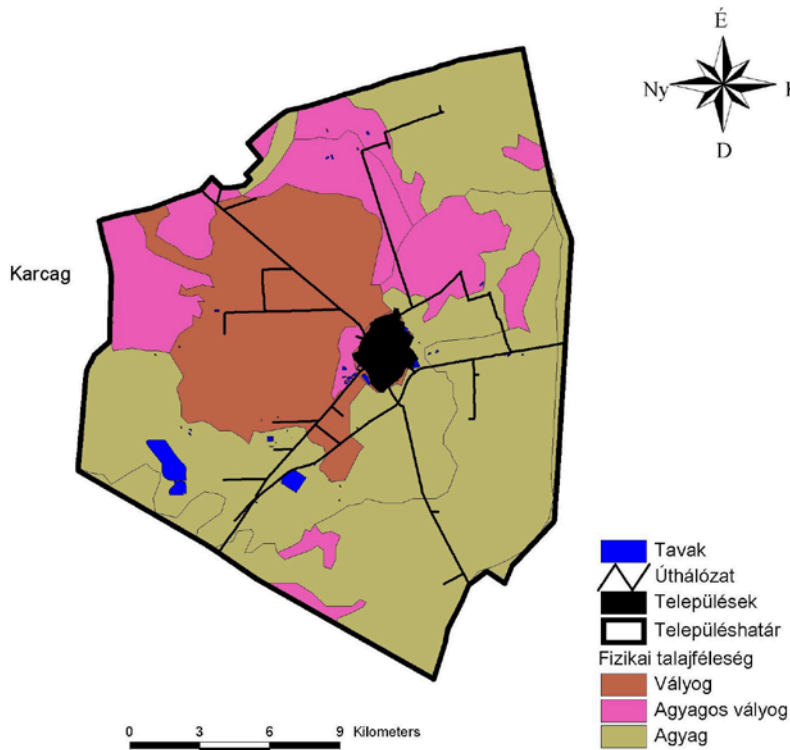


15. ábra A hajdúhát mintaterület fizikai talajféleségei (Agrotopo adatai alapján saját szerkesztés)

Átmeneti helyzetéből következően a legváltozatosabb talajokkal a **hajdúhát mintaterület** rendelkezik (15. ábra). A homokos textúrájú, kovárványos barna erőtalajokkal és futóhomokkal fedett Nyírség felől az átmenet fokozatos, a homokos löszön kialakult homokos vályog, és vályog textúrájú csernozjom jellegű homoktalajokon át a mészlepedékes csernozjomig. Ugyanilyen fokozatos az átmenet a Hortobágy felé, ahol a domborzati viszonyok változásával agyagos vályog, agyag textúrájú, hidromorf talajok: kezdetben mélyben sós csernozjomok, majd szolonyecsek, végül réti talajok

következnek, attól függően, hogy a talajvíz a felszínhez képest hol helyezkedik el. A jellemző talajtulajdonságok kialakításában a Hortobágy felé eső részeken a sófelhalmozódásnak is nagy szerepe van.

A **karcagi mintaterületen** (16. ábra) vályog, agyagos vályog és agyag textúrájú talajok fordulnak elő. A legmagasabb felszíneket rendszerint csernozjom talajok, az alacsonyabb felszíneket réti csernozjomok foglalják el, a még mélyebb területeken szikes, réti talajok a jellemzőek.



16. ábra A karcagi mintaterület fizikai talajféleségei (Agrotopo adatai alapján saját szerkesztés)

### 3.1.4. Talajvíz

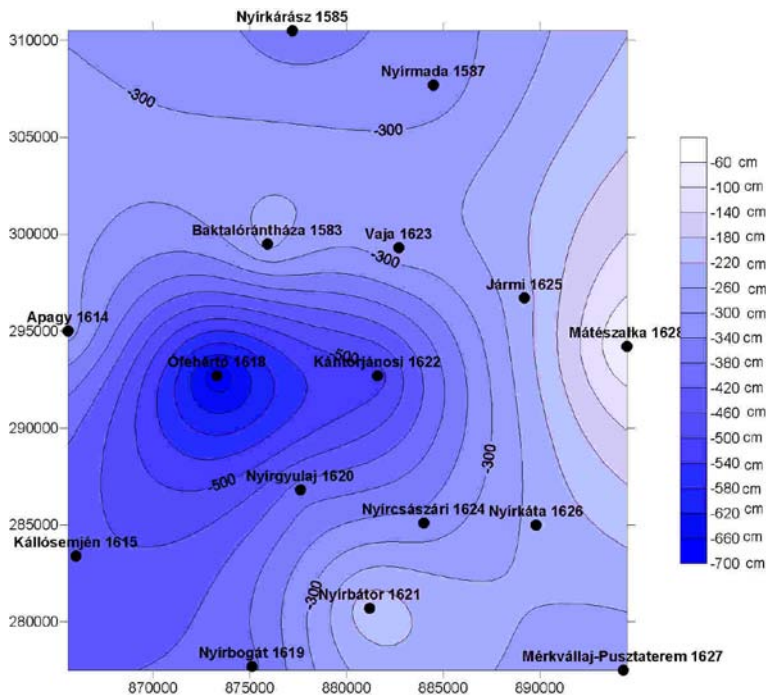
A talajvízszint időbeli változásának vizsgálata szélrózsiós szempontból alapvetően két dolog miatt fontos: egyrészt a talajvíz szintje képezi a szélrózsió erózióbázisát, másrészt a növényzet által a kapillaris zónán keresztül felvehető nedvesség mennyiségét is a talajvíz mélysége határozza meg. Ha a talajvízszint mélyen helyezkedik el a felszín alatt, akkor a vízfelvétel lehetősége nehezebbé válik, vagy egyáltalán nem is történik meg. A felszínhez túl közel elhelyezkedő talajvízszint esetén pedig a túlbő nedvesség a gyökérrégió elpusztulásához vezethet, ez pedig a mezőgazdasági termelés

szempontjából káros. Fontos a talajvíz minősége is, mivel a sok  $\text{Na}^+$  sót tartalmazó talajvizek elszikesítik a talajokat és ennek következtében lerontják annak szerkezetét és termőképességét.

Szélirozíós vizsgálatoknál alapvetően a talajvíz mélységének, illetve a talajvízszint hosszútávú és éven belüli ingadozásának van szerepe. Figyelembe kell venni azt is, hogy a maximális és minimális talajvízállások ideje mikor következik be, és ez hogyan viszonyul a terület szélirozíóveszélyeztetettségének időbeli megoszlásához.

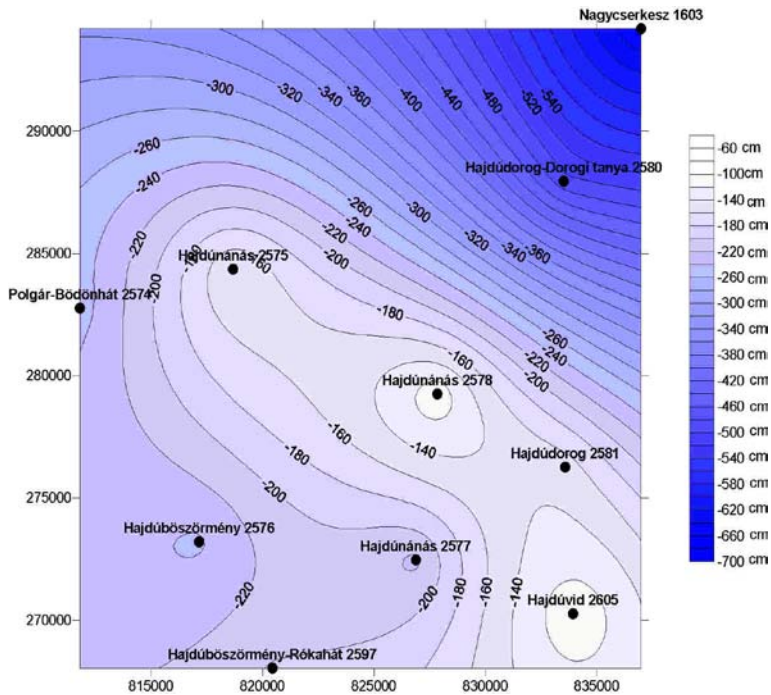
A talajvíz szintje a mintaterületeken tavasszal (áprilisban vagy májusban) emelkedik a legmagasabbra. Ez több dologgal magyarázható: egyrészt ebben az évszakban kicsi a növényzet által a hőmérséklet okozta párolgásvesztés pótlására, valamint a növekedés ütemének biztosítására a talajból felvett nedvesség mennyisége, ugyanakkor a tél végi hóolvadás eredményeként a talajba szivárgó nedvesség a talajvíz szintjét csak lassan, fokozatosan emeli meg. Ezt módosíthatja még a terület földtani felépítése is.

A **nyírségi mintaterületen** a talajvíz a legmagasabbra a Szamos mentén emelkedik, majd onnan fokozatosan süllyedni kezd egészen Kántorjánosi – Ófehértó térségéig, ahol eléri az 5–6 métert (17. ábra). Mivel a mintaterületen a talajvíz általában nem emelkedik 3 méter fölé, így elmondható, hogy a szélirozíót inkább elősegítő tényezőként számolhatunk vele.



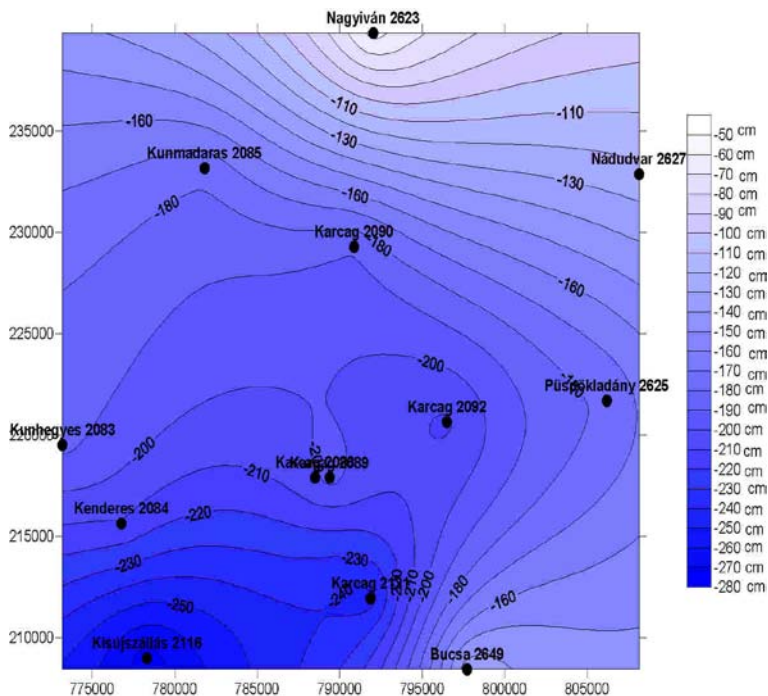
17. ábra A nyírségi mintaterület közepes talajvízszintje a tavasi hónapokban 1956–2003 között (Vízrajzi Évkönyv adatai alapján saját szerkesztés)

A **hajdúhádi mintaterület** alatt a talajvízszint a legmagasabbra Hajdúnánás térségében emelkedik, ahol eléri a 140–180 cm-t. Innen minden irányban csökken a talajvíz nívója, a legnagyobb mélységet a terület ÉK-i részén (kb. 6–6,5 métert), a Nyírség irányában éri el (18. ábra). Figyelembe véve, hogy ezek átlagolt adatok, megállapíthatjuk, hogy a talajvíz elsősorban Hajdúnánás hortobágyi részén, mint széleróziót gátló tényező jöhet számításba, a mintaterület többi részén, így a talajtani szempontból veszélyeztetett területeken is, mint széleróziót elősegítő tényező jelentkeznek.



18. ábra a hajdúhádi mintaterület közepes talajvízszintje a tavasi hónapokban 1956–2003 között (Vízrajzi Évkönyv adatai alapján saját szerkesztés)

A **karcagi mintaterület** alatt a talajvízszint viszonylag közel helyezkedik el. A sokévi átlag alapján számolt tavasi középvízszint 2–2,5 méter, néhány helyen (a Hortobágy felé) ennél magasabban emelkedik. Így a talajvíz itt is, mint széleróziót gátló tényező jelentkezik (19. ábra).

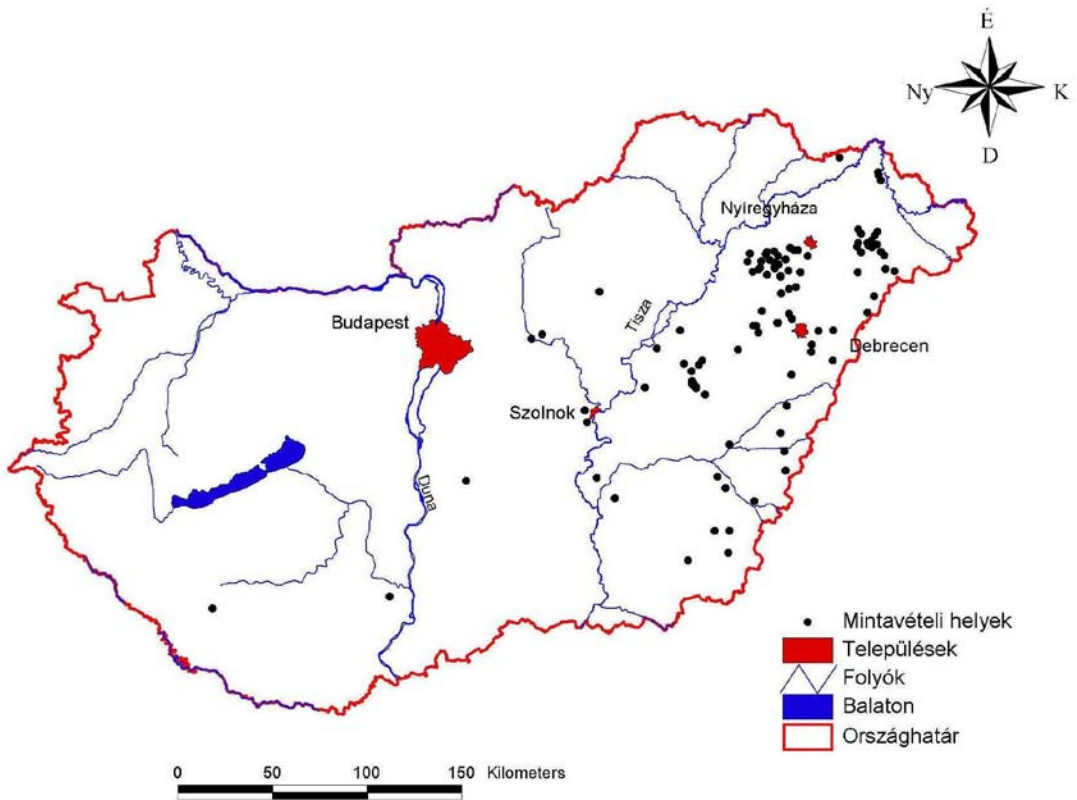


19. ábra A karcagi mintaterület közepes talajvízszintje a tavaszi hónapokban 1956–2003 között (Vízrajzi Évkönyv adatai alapján saját szerkesztés)

### 3.2. Terepi mintavétel, mintavételi helyek

A jelenlegi éghajlati körülmények között hazánkban a szélerózió csak antropogén hatásra (szántás, tárcsázás, stb.), főként a tavaszi hónapokban jelentkezik. Ezért a terepen, egyrészt a szedimentológiai, másrészt a szélcsatorna vizsgálatokhoz a különböző talajtípusokból mindig a felső szántott rétegből (0–20 cm) gyűjtöttünk mintát. A talajokból mindig akkora mennyiséget gyűjtöttünk, hogy az általunk végzett vizsgálatokhoz (erodálhatósági vizsgálatok, öntözéses mérések, növényzettel végzett kísérletek) elegendő mennyiségben álljon rendelkezésre. A mintavételi helyek kiválasztása az Agrotopo 100 000-es méretarányú adatbázisa alapján történt úgy, hogy a kiválasztásnál a talajok textúráját vettük figyelembe, valamint fontos szempont volt az is, hogy egy kategóriába lehetőleg több minta tartozzon, ezáltal az azonos textúra-osztályba tartozó talajminták különbségeit össze lehessen hasonlítani. A mintavétel során arra is gondot fordítottunk, hogy a kijelölt három mintaterületen kívül eső, de hasonló geomorfológiai-talajtani-területhasználati adottságokkal rendelkező területekről is talajmintákat gyűjtünk. Ezzel az volt a célunk, hogy megvizsgáljuk, hogy az eltérő területi adottságok okoznak-e, és ha igen, milyen irányú változásokat egy adott terület szélerózió-veszélyeztetettségében.

A mintavételi helyek EOY koordinátáit GPS műszerrel határoztuk meg. Így lehetőség nyílt EOTR digitális térképen a mintavételi helyek pontos ábrázolására (20. ábra).



20. ábra A mintevételi helyek térképe  
(Saját szerkesztés)

### 3.3. A talajok szedimentológiai vizsgálata

A laboratóriumi kísérleteket a Debreceni Egyetem Fizikai Földrajzi laboratóriumaiban végeztük. A szélrózsiós vizsgálatoknál nagyon fontos a talajminták szemcseösszetételének,  $\text{CaCO}_3$ - és humusztartalmának ismerete. A szél, a sebességétől függően, csak meghatározott méretű szemcséket képes mozgásba lendíteni. A talajok  $\text{CaCO}_3$ - és humusztartalmától függ a szemcsék összetapadása, az aggregátumok képződése. A humusztartalom a nedvességmegtartó képességet is növeli, valamint a növényzet fejlődésében is szerepet játszik.

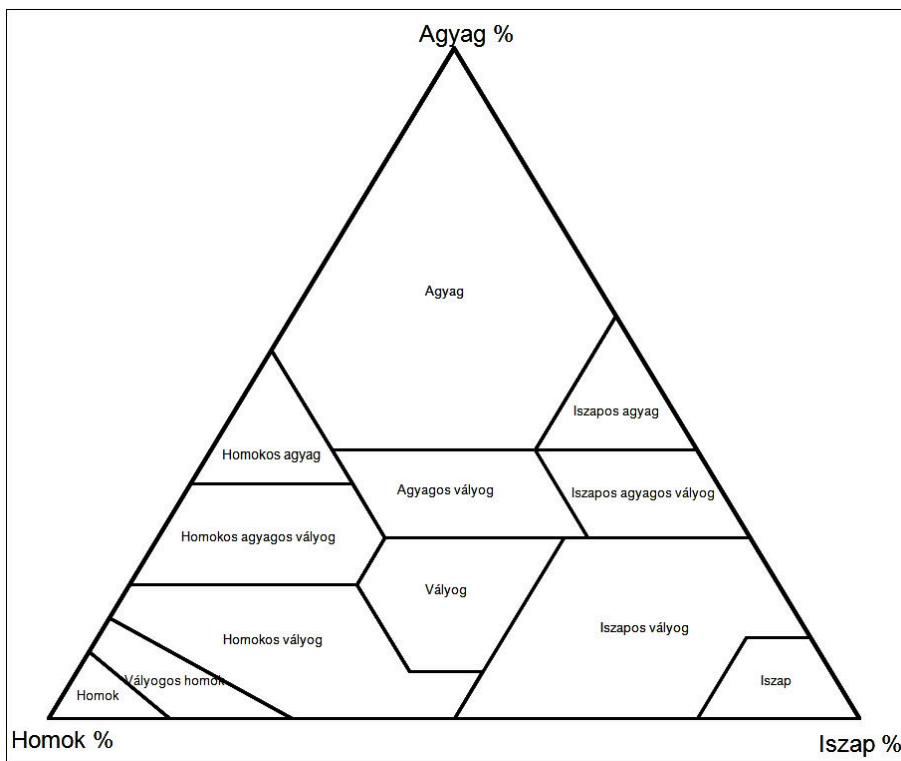
A szélrózsiós vizsgálatra begyűjtött 106, különböző helyről származó talajból (1. melléklet) a szedimentológiai vizsgálatokhoz mintákat különítettünk el. A szedimentológiai laboratóriumban meghatároztuk a

talajok mechanikai összetételét,  $\text{CaCO}_3$ - és humusztartalmát, valamint a pH értékeit. A talajok szemcseösszetételét szitálással és iszapolással (Köhn-pipetta) határoztuk meg. A  $\text{CaCO}_3$ -tartalom meghatározásához Scheibler készüléket használtunk. A humusztartalom mérése Tyurin-módszerrel történt. Sor került pH (vizes és káliumkloridos) vizsgálatokra is. A táblázatba foglalt adatokat MS Excel program segítségével számítógépen dolgoztuk fel.

### **3.4. A talajok besorolása**

A talajokat alapesetben két fő szempont szerint jellemezhetjük: a keletkezésük szerint, így beszélhetünk genetikai talajtípusokról; illetve a mechanikai összetételük szerint beszélhetünk textúra-osztályokról, vagy fizikai talajféleségekről. Ebben az esetben a talajokat három fő szemcsefrakciójuk, a bennük előforduló homok, iszap és agyagtartalom egymáshoz viszonyított aránya alapján jellemezhetjük. Széleróziós szempontú vizsgálatoknál célszerű a talajokat mechanikai összetételük, és nem keletkezésük szerint osztályozni, mivel a talajok széllal szembeni viselkedését az előbbi tulajdonságuk határozza meg. Igaz ugyan, hogy a talajok genetikája és szemcseösszetétele között is van összefüggés, azonban ugyanazon genetikai talajnak a textúrája eléggé eltérő lehet, elég csak a nyírségi és a hortobágyi, vagy hajdúhádi réti talajok közötti különbségekre utalnunk. Mindegyikük képződésében fontos szerepe van a hidrológiai tulajdonságoknak, textúrájuk azonban az anyakőzet jellege miatt mégis igen eltérő.

A talajok textúra alapú csoportosításának számos lehetséges módja van. Nemzetközi szinten a legelfogadottabb, és a leggyakrabban használt rendszer az USDA (USA Talajtani Szolgálata) által kidolgozott textúraminősítés. A textúra-osztályokba sorolt talajokat háromszögdiagram segítségével ábrázolhatjuk (21. ábra). A háromszög három oldalán százalékos megjelöléssel szerepel a homok, iszap és az agyagtartalom. A minták a mért mechanikai összetételük alapján így könnyen az alábbi textúra csoportok valamelyikébe sorolhatók:



21. ábra Az USDA háromszögdiagramja

- A homoktalajokban több, mint 85% a homok, és 10%-nál kevesebb az agyagfrakció, az iszap pedig 0–15% arányban fordul elő
- A vályogos homoktalajban a homok 70–90%, az agyag 0–15%, az iszaptartalom pedig 0–30%-ban van jelen.
- A homokos vályogtalajban a homok 40–80% lehet, az agyagfrakció kevesebb, mint 20%, az iszap pedig 0–50% mennyiségben van jelen
- A homokos agyagos vályogtalajnál 20–35% az agyag, 45–80% a homok és 0–28% az iszaptartalom
- A homokos agyag 35–45% agyagot, kevesebb, mint 20% iszapot és 45–65%-nyi homokot tartalmaz.
- Vályogtextúra esetén az agyagtartalom 7–27% közötti, az iszap 28–50%, a homokfrakció pedig 23–50% között változhat.
- Iszaptextúra esetén 0–20% a homoktartalom, több mint, 88% az iszaptartalom.
- Iszapos vályog talajok esetén az agyag 0–28%, az iszap 50–80%, a homoktartalom pedig 20–50% között változhat.
- Iszapos agyagos vályog talajok esetén 28–40% az agyagtartalom, 60–72% az iszaptartalom és 0–20% a homoktartalom.

- Iszapos agyagnál 40–60% az agyagtartalom, az iszaptartalom szintén 40–60% közötti, a homoktartalom pedig 20% alatt van.
- Agyagtalajoknál az agyagfrakció több mint 40%, az iszap kevesebb, mint 40% és a homok kevesebb, mint 45%.

Az általunk használt USDA-háromszögdiagram egy Microsoft Excel szoftverben futtatható változat, amely a mintákat automatikusan besorolja a megfelelő textúra-osztályokba, így azokat gyorsabban és pontosabban lehet csoportosítani; ugyanakkor a Microsoft Excel programozási sajátosságai miatt az oldalak 10%-os beosztását sajnos nem tartalmazza, de – mivel a meghatározás nem leolvasással, hanem az alkalmazott osztályozó algoritmus segítségével történik – erre nincs is szükség.

A Magyarországon használt textúra-osztályozás alapját a Kreybig Lajos által elkészített átnézetes talajismereti térképek (1937), majd a Várallyai György és Szücs László által módosított talajleírások (1978) képezik. Emellett hazánkban használatos még a leiszapolható rész (LI%), a higroszkópossági érték (hy) és az Arany-féle kötöttségi szám ( $K_A$ ) alapján történő textúracsoportosítás is (1. táblázat).

1. táblázat A talajtextúra-osztályok megállapítására szolgáló talajfizikai jellemzők határértékei ásványi talajoknál (Stefanovits szerint)

Textúra-csoport	Leiszapolható rész% (< 0,02 mm)	$K_A$	hy %
Durva homok	< 10	< 25	< 0,5
Homok	10–20	25–30	0,5–1,0
Homokos vályog	20–35	30–38	1,0–2,0
Vályog	35–60	38–42	2,0–3,5
Agyagos vályog	60–70	42–50	3,5–5,0
Agyag	70–80	50–60	5,0–6,0
Nehéz agyag	> 80	> 60	> 6,0

Az általunk használt USDA rendszer előnye, hogy ugyanazokat a szemcseátmérő-határokat használja a főbb szemcsefrakciókra (homok, iszap, agyag), mint a geomorfológiában általánosan használt Miháltz-féle skála, azzal a különbséggel, hogy a Miháltz-skálában löszfrakció néven illetett 0,02–0,05 mm átmérőjű szemcséket az USDA rendszer már az iszap frakcióhoz sorolja (a dolgozatban ezt az átsorolást elvégeztük). Különbség van még a két rendszer között a főbb szemcsefrakciókba tartozó alfrakciók nevében és részben átmérőjében is. A dolgozatban az egyes frakciókat az USDA

nevezéktanban szereplő nevükkel használjuk, azonban a mérethatároknál maradtunk a Miháltz-skálánál, mivel a néhány századnyi eltérések az eredményeket nem befolyásolják. Az USDA rendszer további előnye, hogy finomabb beosztást tesz lehetővé a Magyarországon használt talajtani rendszereknél, illetve a kapott eredmények nemzetközi eredményekkel való összehasonlítása is megoldható.

### 3.5. Szélcsatorna-vizsgálatok

#### 3.5.1. A szélcsatorna jellemzői

A szélcsatornák jól használhatóak arra, hogy a széleróziós folyamatokat természetközeli körülmények között modellezzük, illetve a numerikus úton kidolgozott modelleket ellenőrizhessük. Szélcsatorna alkalmazására két lehetőség van: egyrészt rendelkezésre állnak a laboratóriumi, másrészt pedig a hordozható szélcsatornák, amelyeket terepi kísérleteknél alkalmaznak. A laboratóriumi szélcsatorna hátránya, hogy nagyon nehéz benne a természetes felszíni adottságok reprezentálásával kísérleteket végezni. Az olyan fontos tényezők (amelyek a szélerózió kialakulásában szerepet játszanak), mint például a talajok szerkezete, nedvességtartalma, érdessége stb., nehezen, vagy csak nagyon nagy anyagi ráfordításokkal reprodukálhatók. Ezzel szemben a mobil szélcsatornák az eredeti talajfelszín rombolása nélkül kihelyezhetők, így a szélerózió folyamata is szabadtéri körülmények között vizsgálható.

A legelső hordozható szélcsatornát *Zingg (1951)* alakította ki az Egyesült Államokban. Később újabbakat építettek Németországban (*Maurer et al. 2006*) Izraelben (*Goossens 1997*), Ausztráliában (*Leys és Raupach 1991*), Afrikában (*Nickling és Gillies 1993*), valamint az Egyesült Államokban is (*Gillette 1978; Tsang 1997*).

A széleróziós vizsgálatokat egyetemünk laboratóriumi szélcsatornájában (5. kép) végeztük, amelynek a paramétereit az alábbiakban foglalhatjuk össze. A szélcsatorna teljes hossza (a ventilátortól a szűrőházig) 12,3 m. A hordalékszállítási, illetve széleróziós vizsgálatokhoz mintegy 8 méteres szelvényt lehet hasznosítani.

A szögvaskeretű, gumibetétes műanyagablakkal tökéletesen zárható csatorna szélessége 80, magassága 50 cm. Ennél a magasságnál már megbízhatóan lehet dolgozni a szélcsatornában, mert a szél által szállított hordalék túlnyomó része még nagyon erős (16 m/s) szélben is 70 mm-nél alacsonyabban halad előre. A szélcsatorna paramétereit egyébként megfelelnek a más egyetemeken, kutatóintézetekben használt szélcsatornák méreteinek (2. táblázat).



5. kép A Debreceni Egyetem szélcsatornája  
(Saját felvétel)

A torlónyomás elvén működő szélcsatornában a légáramlást egy (12 LE teljesítményű) 2 sebességfokozatú villanymotor által hajtott ventilátor biztosítja. Az ehhez beérkező levegő mennyiségét egy távirányítású reteszelő lap segítségével lehet szabályozni. Így lehetőség van arra, hogy a csatornában a légáramlás sebességét 0,1 m/s pontossággal beállítsuk.

A csatornában a tökéletes áramlási viszonyokat a csatorna hasznos tere előtt elhelyezett terelőlapok biztosítják. A különböző módon (görgetve, csúsztatva, ugráltatva, lebegtetve) szállított hordalék befogására kétféle hordalékfogót használhatunk. Az egyik a görgetett hordalék befogása mellett lehetővé teszi, hogy 45 cm magasságig 5 cm-enként fogjuk be az anyagot. A gyakrabban használt másik, 5 cm széles hordalékfogóval, a 10 cm alatt és e felett szállított hordalék mennyiségét tudjuk meghatározni.

A hordalékfogóba került anyagot a légáramlás egy bádoggal lemezből épített nagyméretű üledékcsapdába sodorja, ahol az lerakódik, mert a hordalékfogónál ötször szélesebb csapdán akadálytalanul keresztülráamló levegőnek közben – a fizika törvényeinek megfelelően – erőteljesen lecsökken a sebessége.

2. táblázat Néhány szélcsatorna fontosabb paramétere (Irodalmi adatok alapján saját gyűjtés)

szélcsatorna helye	hossza (m)	szélesség (m)	magasság (m)	egyéb kiegészítők	maximális szélesebség	motor típusa
Trenti Egyetem (Kanada)	12,71	0,71	0,76		20 m/s	szívó (elektro)
Guelphi Egyetem (Kanada)	8	0,92	0,76		nincs adat	elektro
Xi'an Jiatong Egyetem (Kína)	12	0,4	0,6		40m/s	torló
Hideg és Száraz Környezetek Kutatóintézete Lanzhou, Kína	16,2	1	0,6	elektromos mérleg	30 m/s	torló
Sivatagi Kísérleti Kutatóállomás (Shapotou, Kína)	21	1,2	1,2		30 m/s	torló
Ghent (Belgium)	12	1,2	1,8-3,2	esőztető	nincs adat	torló (elektro)
Katolikus Egyetem (Leuven, Belgium)	7,6	1,2	0,6		nincs adat	nincs adat
Arisztotelész Egyetem (Theszaloniki, Görögország)	14	0,6	0,9		nincs adat	nincs adat
Londoni Egyetem	8,2	0,3	0,3		nincs adat	torló
Technológiai Egyetem (Delft, Hollandia)	5,4	1,5	0,25		50m/s	nincs adat
Hohenheim Egyetem (Stuttgart, Németország)	9,4	0,6	0,7	hordozható	nincs adat	elektro (laborban) dízel (terepen)
Aarhus Egyetem (Kopenhága, Dánia)	15	0,5	0,35		nincs adat	nincs adat

A hordalékfogó mögött (szélirányban) a csatorna tölcészerűen kitágul (6. kép) – így itt csökken a szélesebség –, és már ebben a szelvényben megindul a nagyobb szemű hordalék lerakódása.



6. kép A kiszélesedő szélcsatorna a szűrőház irányából  
(Lóki J. felvétele)

A szélcsatornához szűrőház csatlakozik. Ebben a szállított hordalék túlnyomó része lecsapódik, itt ugyanis a szélesebbség erőteljesen lecsökken. A még levegőben maradt hordalékot a szűrőház végén elhelyezett sűrűszövetű szitarendszer megfogja, és a csatornával párhuzamos alagútban a hordalékmentes levegő áramlik vissza a ventilátorhoz.

A csatornában a jelenlegi keresztmetszeleny mellett maximálisan 16,5 m/s áramlási sebesség érhető el 10 cm magasságban. A csatornában lehetőség van a hőmérséklet és a légnedvesség meghatározására is.

A szélesebbség méréséhez Testo 512 típusú differenciál nyomásmérőt használtunk, amely a légnyomást méri, de az értékeket m/s-ban is megadja, vagyis a szélesebbség mérésére is alkalmas (7. kép). A műszer mérési tartománya 0 és 18 m/s közé esik. Az eszközhöz egy Pitot-cső van csatlakoztatva, amelybe a levegő beáramlik és a műszer a beáramló levegő nyomását érzékeli. Az áramló talajrészecskékkel terhelt levegő áramlási sebességének meghatározásához a szárnykeresekes érzékelővel ellátott szélesebbségmérők nem alkalmasak, mivel a levegőben áramló talajszemcsék tönkreteszik az eszköz érzékelőjét.

Az egyes mintáknál a kritikus indítósebesség meghatározásához egy fényvető segítségével kialakított 70 cm hosszú, 1 cm széles erős fénysávot

használtunk. A fényt a fényvédő felső részébe beépített 1500W fényerejű halogén lámpa szolgáltatta.



7. kép Testo 512 típusú differenciál nyomásmérő

A szélcsatornában a begyűjtött talajokkal az alábbi kísérleteket végeztünk el:

- A talajok kritikus indító sebességének meghatározása.
- A talajok feletti szélprofilok mérései.
- Erodálhatósági vizsgálatok.
- A talajok víztartó képességének meghatározása.
- Növényzettel borított felszín védőhatásának vizsgálata.
- Csapadék és öntözővíz hatására keletkezett kéreg mechanikai összetételének vizsgálata.

### **3.5.2. A minták előkészítése a kísérletre**

Szélcsatornában végzett széleroziós vizsgálatoknál tisztában kell lenni azzal, hogy a begyűjtött talajok tulajdonságai (pl. szerkezete, nedvességtartalma) megváltoznak. Éppen ezért a mintákat úgy kell előkészíteni a kísérletekhez, hogy a különböző talajtípusokon végzett széleroziós mérési eredmények összehasonlíthatóak legyenek. A szélcsatorna-kísérletekhez begyűjtött eltérő nedvességtartalmú mintákat szárítószekrényben kiszárítottuk, az összeállt rögöket szétmorzszoltuk, majd 2 mm lyukátmérőjű drótszita segítségével

eltávolítottuk a talajban előforduló szennyeződések (tarlómaradványok, gyomok, gyökerek, stb.), valamint a nagyobb talajrögöket.

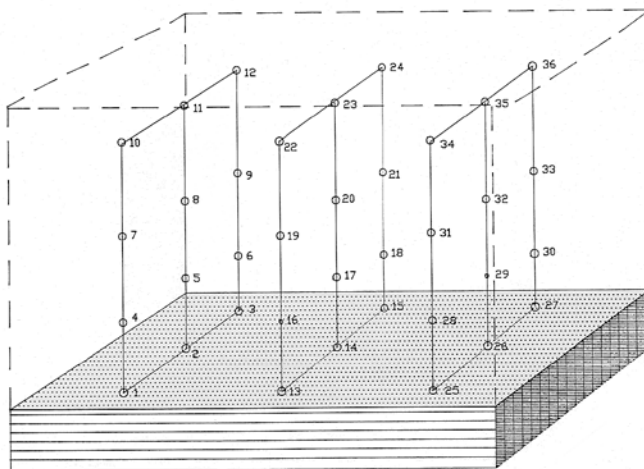
Az így előkészített száraz talajt, 30x50 cm felületű 5 cm mélységű fémtálcákba töltöttük úgy, hogy a talajminta felszíne az edény felső peremével azonos magasságban legyen (8. kép). A szélcsatornába helyezett tálcák elé egy kis szögben emelkedő lejtőt helyeztünk azért, hogy a levegő ne ütközzön a tálca merőleges falába, és így kiküszöbölhessük az ebből adódó turbulenciaképződést.



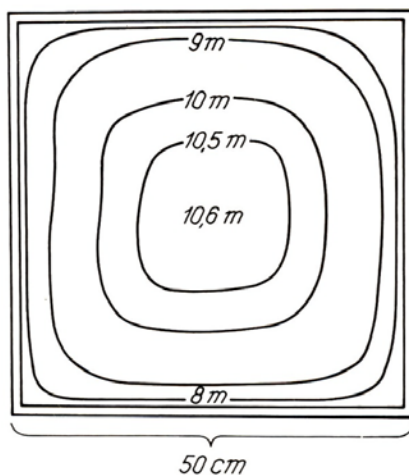
8. kép A szélcsatornás mérésekhez előkészített talaj a mintatartó tálcában  
(Saját felvétel)

### **3.5.3. Kísérletek légszáraz talajokkal**

A szélcsatornában a kísérleteket több sebességfokozaton végeztük úgy, hogy a szél sebességét a talajfelszín felett több ponton mértük. A mérési eredményekből határoztuk meg a talajok feletti szélprofil-függvényeket. A különböző talajféleségek eltérő felszíni érdességét (a súrlódásbeli különbségeket) jól tükrözik a felszín több pontja feletti szélprofilok. A szélcsatorna építése után 36 ponton (22. ábra) megmérték a szél sebességét (Lóki 2004). A szélcsatorna függőleges metszetében a szélesebesség értékei a szélcsatorna falainál bekövetkező súrlódások miatt eltérőek voltak (23. ábra). A legmagasabb értékek a szélcsatorna középvonalaiban, 10 cm magasságban adódtak.



22. ábra A szélesebbség mérésének helyei a szélcsatornában (Lóki, 2004)



23. ábra A szélesebbség értékeinek megoszlása a szélcsatornában (Borsy 1974)

A talajok erózióérzékenységet terepen és laboratóriumi körülmények között különböző módszerekkel határozhatjuk meg. Mérőpálcák segítségével megállapíthatjuk a felszín magasságának változásait (Szatmári 1999; Arens *et al.* 2004). Ekkor az elszállított, vagy a felhalmozott hordalék vastagságát mérjük. A kísérleteknél nagyon gyakran használt módszer a különféle csapdák alkalmazása. Ilyenkor a csapda keresztmetszetének megfelelő sávban mérik a szállított talaj mennyiségét. Lehetőség van arra is, hogy a különböző magasságban szállított hordalék mennyisége mellett a szélesebbség és a szél által szállított szemcsék mérete közötti összefüggést is meghatározzuk. Az alkalmazott üledékgyűjtők lehetnek aktívák és passzívák attól függően, hogy

használnak e szivattyút ahhoz, hogy fenntartsák a levegő áramlását a csapdán keresztül. Ideális esetben az üledékgyűjtőnek mindig izokinetikusnak kellene lennie, ami azt jelenti, hogy a mintagyűjtő nyílásán átáramló levegő sebességének egyenlőnek kell lennie a nyílásnál kialakuló ellenszél helyi pillanatnyi sebességével (Shao et al. 1993). Ilyen feltételeknél az üledékgyűjtő nem zavarja az áramlást az üledékgyűjtő nyílásánál, és nincs torzulás a részecskék röppályájában (Goossens és Offer 2000).

Erodálhatósági mérésekhez napjainkban több helyen használják a szaltifont is (9. kép), azonban ez az eszköz, bár az üledékszállítás időszakainak érzékelésére nagy pontossággal képes (Spaan et al 1991; Sterk et al 1998), azonban a túlságosan nagy mérési hiba miatt jelenleg nem alkalmas arra, hogy az áramló szemcsék abszolút tömegét mennyiségileg meghatározzuk (Goossens és Offer 2000).



9. kép A szaltifon műszer szélcsatornában  
(Saját felvétel)

Az elszállított anyag mennyiségét a mérés előtti kiindulási tömeg és a mérés végén mért tömegkülönbségből számoltam. Az erodálhatósági vizsgálatoknál kezdetben négy sebességfokozaton mértem az elszállított anyag mennyiségét. Később több sebességértéknél is méréseket végeztem, úgy hogy a legelső mérési pont a kritikus indítósebesség volt, majd m/s-os intervallumonként emeltem a szélesebbéget egészen a szélcsatornában elérhető maximális értékig. Ennek egyrészt az volt célja, hogy meghatározzam a kritikus indítósebességen az anyagvesztéséget, másrészt pedig arra kerestem a választ, hogy a több mérési pontra pontosabb görbe illeszthető-e. Az így nyert

adathalmazt számítógépen dolgoztam fel. Így lehetőség nyílt az adatok közötti korrelációs összefüggések megállapítására.

#### **3.5.4. Kísérletek nedves talajokkal**

A talajok víztartó képességének vizsgálatánál a 30x50 cm felületű talajfelszínre egyenletesen 0.5, 1, 2 és 5 mm csapadéknak megfelelő mennyiségű (75 gramm, 150 gramm, 300 gramm, 750 gramm) vizet permeteztem. A szélcsatornába helyezett nedves minták felett, a száraz mintákkal végzett kísérletekhez hasonlóan, 2, 5, 10, 20, és 30 cm magasságban mértem a szél sebességét. A méréseredmények alapján trendvonal illesztéssel meghatároztam a szélprofil függvényeket. A begyűjtött 104 talajmintánál négy sebességfokozaton meghatároztam a 10 perc alatt elpárolgott víz tömegét. A mért tömegvesztés alapján, a permetezett víz összmenyiségének elpárologtatásához szükséges időtartamot az alábbi képlet szerint határoztam meg:

$$\text{párolgás időtartama} = \frac{\text{permetezett víz össztömege}}{10 \text{ perc alatt elpárolgott víz tömege}} * \text{mérés ideje}$$

Ezt a mérésorozatot mind a négy öntözési fokozaton elvégeztem. A talajok kiszáradása után tanulmányoztam az öntözés hatására kialakuló kérégek mechanikai összetételét. Szedimentológiai vizsgálatokhoz a talajok kiszáradása előtt és után is mintát vettem azért, hogy képet kapjak arról, hogy az öntözővíz (vagy csapadék) hatására a talaj felső néhány milliméterében milyen szemcseösszetéti átalakulások mennek végbe.

#### **3.5.5. A növényzettel végzett vizsgálatok**

A növényzet szélesebbesség csökkentő hatásának vizsgálatát búzával, zabbal, tritikáléval és kukoricával végeztem. A búzát, zabot, tritikálét a téglalap alapú mintatartó edénybe helyezett talajba vettem, úgy hogy a sorok 10 cm-es távolságra voltak egymástól (10. kép). A mérésekhez olyan növényzetmagasságot választottam, ami meghaladja a szél által ugráltatva szállított talajszemcsék vertikálisan elérhető maximális magasságát, vagyis 10–15 cm-t. A növény sorokat tartalmazó tálcát a szélcsatornába helyezett, szántóföldről behozott talajba süllyesztettem. A kísérleteket különböző szélesebbeségnél úgy végeztem, hogy a növény sorok a szélirányra merőlegesen, illetve párhuzamosan helyezkedtek el.

A kukoricával végzett kísérleteknél a 200 cm magasra fejlődött növényt földlabdával együtt ültettem az egyenletes felszínű 5 cm vastag talajrétegbe. A növények tőtávolsága 12–15 cm, sortávo lsága pedig 38–42 cm

volt. A növényekkel végzett kísérletekkel egyrészt a különböző növények, másrészt az eltérő irányú sorok szélerózió elleni védőhatását mértük.

Minden mérés alkalmával különböző helyeken, így a növények előtt, felett, mögött szélprofil méréseket végeztem. A szélprofil mérések során a kukorica esetében gondot jelentett az, hogy a kukoricalevelek szél hatására bekövetkező mozgása örvényeket hozott létre a növény környékén, így – különösen a növény sorok közepén – a szélesebbség-mérésnél több mérés átlagértékét vettem figyelembe.

Mivel ezek a kísérletek jelenleg is folyamatban vannak, így eredményei a dolgozatban sem szerepelnek.



10. kép Búzasorok a szélcsatornában végzett kísérlet előtt  
(Saját felvétel)

### **3.6. A kéregellenállás vizsgálata**

Számos különböző módszer létezik annak mennyiségi meghatározására, hogy a felszíni kéreg milyen szerepet játszik a szélerózió csökkentésében. A közvetett technológiák alkalmazása a talaj típusának és szerkezetének mennyiségi leírását jelenti (Rice and McEwans 2001) más szerzők (Fryrear 1998) az agyagtartalom százalékos meghatározásával kísérelték meg egy ún. „talajkéreg tényező” kidolgozását. A közvetlen technológiák a kéreg fizikai

erősségének a mérésére koncentrálnak. A kéreg erősségét különböző módszerekkel mérhetjük: törés modulusz (*Richards 1953*), aggregátum stabilitás teszt (*Skidmore és Powers 1982*), penetrométer (*Bengough és Mullins 1990*), vagy kúp penetrométer (*Bradford és Grossman 1982*) használata, a talaj nyomás energiájának mérése (*Skidmore és Powers 1982; Hagen et al. 1995*). Ezen módszerek egy részét nem lehet használni terepi körülmények között, ami az alkalmazásukkor komoly kompromisszumokat követel meg.

A penetrométer általánosan használt a talajellenállás mérésére mind talajmonolitok, mind pedig mikropedológiai vizsgálatok esetében (*Thomas és Dougill 2007*). A penetrométeres mérések során (*Rice et al. 1997, 1999; Rice és McEwan 2001; McKenna Neumann és Maxwell 2002; Langston és McKenna Neumann 2005; McKenna Neumann et al. 2005*) a szemcsék becsapódási energiájának hatását mérték. A módszer lényege, hogy a kéregbe hatoló tű modellezi a szemcsék becsapódási erejét. A kéreg erősségének valószínűségi eloszlása a maximális becsapódás erején alapul, amelyet a felszín különböző pontjain mérnek.

Az ilyen típusú mérés hiányosságai közé tartozik, hogy a penetrométer tűjének behatolási szöge nem egyezik meg az ugráló mozgást végző szemcsék 10–30°-os becsapódási szögével. Az alkalmazott tű nagy átmérője és lassú sebessége nem tudja teljesen reprodukálni a szemcsék ütéshatását. McKenna Neumann és Rice (2002) laboratóriumban végzett vizsgálatai szerint ugyanakkor a penetráció sebessége nem befolyásolja jelentősen a mérés pontosságát.

Penetrométert hazánkban elsősorban a mezőgazdasági kutatásokban alkalmaztak a talaj tömörödöttségének, illetve a tömörödött rétegek mélységbeli elhelyezkedésének, valamint a talajfizikai állapot térbeli és időbeli változásainak vizsgálatára (*Birkás 2000; Szöllősi 2003*). Kifejezetten talajfelszínen keletkezett kéreg ellenállását Blaskó és Karuczka (1998a, 1998b) valamint Négyesi (2007) tanulmányozták. Előbbiek különböző talajtípusokon keletkezett kéreg ellenállását hasonlították össze gipsszel és mésszel kezelt kéreg ellenállásával valamint elkészítették a kéregre jellemző ún. repedezettségi képet is.

A vizsgálataimmal arra kerestem a választ, hogy a különböző fizikai talajféleségeken képződött kéreg milyen ellenállást tanúsítanak. A keletkezett kéreg ellenállását egyedi gyártású mikropenetrométer (11. kép) segítségével több ponton, a műszer tűjétől számított 10 cm mélységig milliméteres értékközökkel mértem meg. A 10 cm-es értékből 7 cm-t le kellett vonni, mivel a tű kezdetben „üresben”, a levegőben halad, csak az utolsó 3 cm-en hatol be a talajba. A mérőeszköz egy tápegységből, egy motorikus részből és egy fémpálcából áll, amely tíz centiméter mélységig képes a talajba hatolni. A motorikus rész mozgatja a fémpálcát, amely áttöri a kérget, annak ellenállásának megfelelően, miközben a tápegység az adatokat kilo-

gramm/milliméterben rögzíti egy IC2-es memóriaegységre, amelyből azok számítógépbe beolvashatók és egy erre a célra készített programmal, illetve Microsoft Excel programmal is feldolgozhatók.



11. kép A Karuczka-Szöllösi féle egyedi gyártású mikropenetrométer (Saját felvétel)

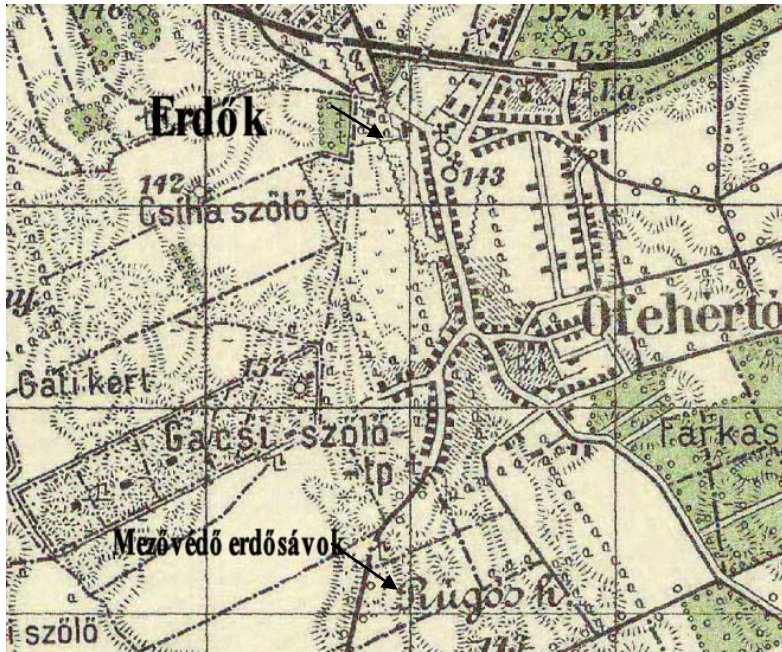
### **3.7. A mezővédő erdősávok állapotfelmérése**

Mint az irodalmi bevezetőben láttuk a mezővédő erdősávok nagyon fontos szerepet töltenek be a szélrózsió elleni védekezésben. Ezért nagyon fontosnak tartom a mezővédő erdősávok pontos felmérését, mivel tapasztalataim szerint ezekről nincsenek pontos információk. Az erdészeti felügyeletek kezelésében nem tartoznak bele (mivel ott csak a 21 m-nél szélesebb sávokat kezelik), ugyanakkor a korábbi tulajdonosok (elsősorban tsz-ek és állami gazdaságok) megszűntek, vagy átalakultak, ezért a tulajdonviszonyok gyakran tisztázatlanok; ez gyakran az erdősávrendszerek leromlásához vezet.

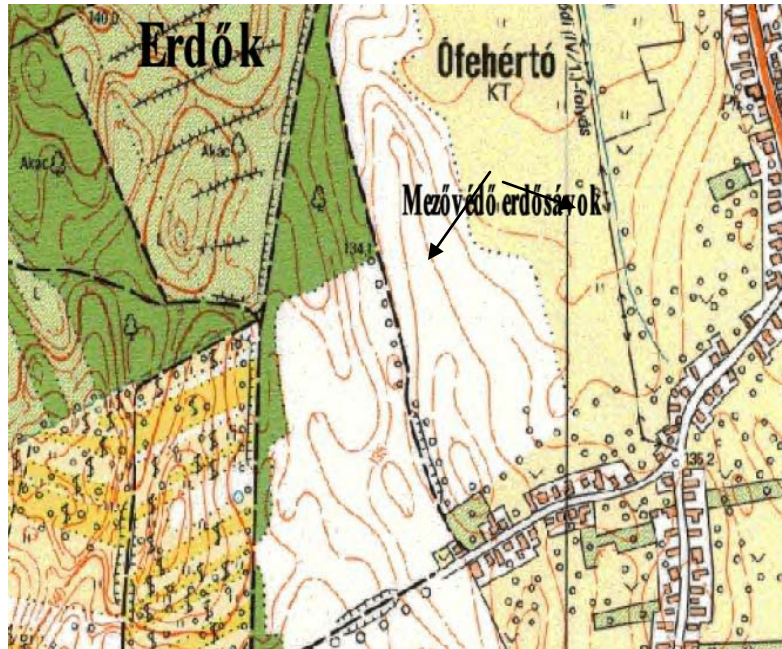
A mezővédő erdősávok felmérését topográfiai térképek és a Google Earth adatbázisa alapján végeztem el, valamint a térképészeti anyagokat terbejárással, fényképfelvételek készítésével egészítettem ki.

Mezővédő erdősávok térképi ábrázoláson elsőként a Magyar Királyság 1940-1942 között elvégzett 1:50 000 méretarányú felvételezésén szerepelnek. A következő időpontként az 1975-ben kiadott topográfiai felvételeket

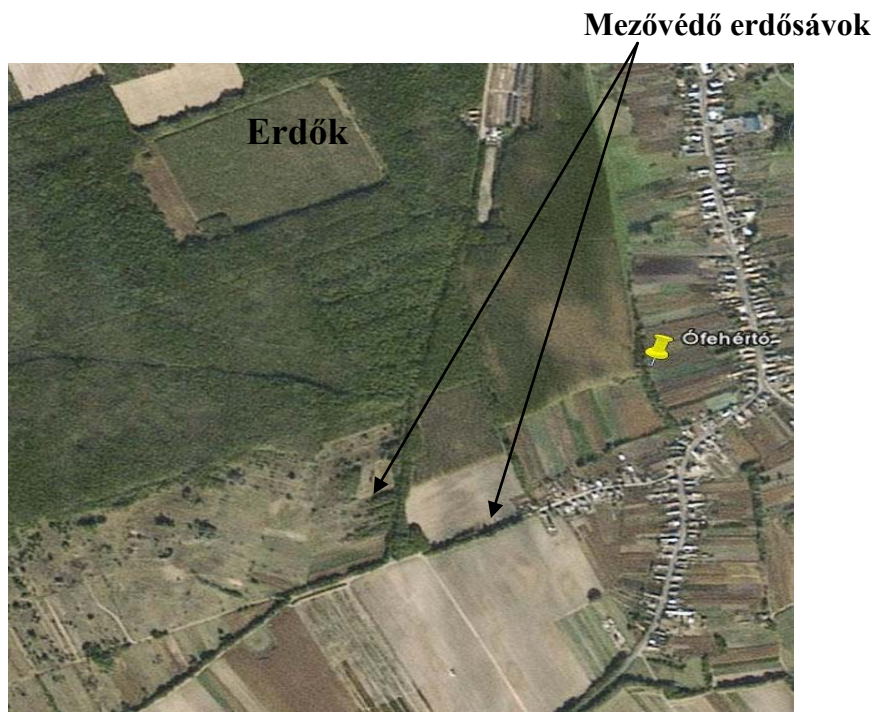
használtam. Sajnos ezeken a felvételezéseken a mezővédő erdősávok sorainak száma és az áttörtségük (porozitásuk) nem került ábrázolásra. A mezővédő erdősávokat a két világháború között készült térképeken, az 1975-ös topográfiai felvételeken (24., 25. ábra), valamint a 2005. évi Google Earth felvételeken (26. ábra) digitalizáltam be Arcview 3.2-es szoftver segítségével.



24. ábra Mezővédő erdősávok és erdők a II. világháború idején készült katonai térképlapon (forrás: A Magyar Királyi Honvédség II. világháború során készített katonai felvételezésének szelvénylapja)



25. ábra Ugyanaz a terület az 1970-es években készült térképlapon (forrás: 1970-es évek térképezésének szelvénylapja)



26. ábra Ugyanaz a terület Google Earth felvételen

Az egyes poligonok attribútum táblázatát a következő paraméterekkel töltöttem fel:

- az erdősávok funkciója
- az erdősávokat alkotó sorok száma,
- az erdősávok porozitása (szerkezete),
- az erdősávok iránya
- az erdősávok hossza
- a foltjellegű erdők területe

Természetesen a táblázatba más tulajdonságok és ezek paraméterei is bevihetők, és ezáltal többféle lekérdezés is végrehajtható. Az egyes tulajdonságokat pontrendszer segítségével értékeltem (3. táblázat), majd az egyes tulajdonságokra vonatkozó pontszámok összeadásával megkaptam az adott erdősávra vonatkozó összpontszám értékét. Így lehetővé vált az egyes mezővédő erdősávok minőségi értékelése és összehasonlítása.

3. táblázat A mezővédő erdősávok tulajdonságaira adott pontszámok

	<b>Pontszámok</b>
<b>Szerkezet</b>	
Folt	5
Többsoros	4
Egysoros	1
<b>Áttörtség (porozitás)</b>	
zárt	5
áteresztő	1
<b>Irány</b>	
északnyugati-délkeleti	5
nyugati-keleti	4
északi-déli	3
északkeleti-délnyugati	0

A pontszámokkal történő minősítés során az erdősávok szerkezetét porozitását és égtáji irányát minősítettem. Mindjárt az elején szükséges egy nevezéktani megjegyzést tenni: az egy sorból álló erdősávokra a faszor elnevezést fogom használni, az erdősáv elnevezés alatt pedig több sorból álló mezővédő erdősáv rendszereket értek. Ennek oka, hogy bár tudatában vagyok annak, hogy a szakirodalom általánosan használja az egysoros erdősáv fogalmat, azonban a magam részéről úgy gondolom, hogy a faszor elnevezés sokkal kifejezőbb. A mezővédő erdősáv jelentését tekintve egy több sorból

álló objektumot feltételez, így az egysoros erdősáv ebben az összefüggésben nehezen értelmezhető.

Az erdősávok és fasorok porozitásának meghatározásakor az erdősávot/fasort alkotó egyes elemek (fák, bokrok) egymástól való távolságát vettem figyelembe. 5 pontot kaptak a zárt szerkezetű, 1 pontot pedig az áttört szerkezetű fasorok/erdősávok. Zárt szerkezetet három tényező okozhat: ha a lombkoronaszint zárt (12. kép), ha a cserjeszint zárt vagy pedig a kettő együttesen valósul meg (13., 14. kép). Zárt szerkezet elvileg fasoroknál is elképzelhető akkor, ha a sort alkotó egyedek egymáshoz közel helyezkednek el. Abban az esetben, ha az erdősávot olyan fák alkotják, amelyeknél a fák lombosodása a törzstől számítva nagy magasságban következik be (pl. ázsiai nyár), a törzsek alsó részei között szabadon áramolhat a szél, amely az így keletkező csatornahatás miatt erősebben fejti ki pusztító tevékenységét. Áttört lehet egy erdősáv akkor is, ha nincs cserjeszintje, vagy ha nagy a tőtávolság az egyes egyedek között (15., 16. kép). Ha nincs cserjeszintje egy fasornak vagy erdősávnak, akkor egyrészt számítani kell a korábban már említett csatornahatás kialakulására a fák között, nagy tőtávolság esetén pedig a védett terület nagysága elhanyagolható, mivel ilyenkor a szél gyakorlatilag akadálytalanul halad át az erdősáv elemei között.

A sorok száma szerint egy- és többsoros erdősávokat különböztettem meg, valamit folt megnevezést használtam akkor, ha az erdősávok hosszának és szélességének hányadosa megközelítőleg 1. A folt kategóriában nem vettem figyelembe azok élőhelynek való alkalmasságát, így a megnevezés nem az ökológiai tájszerkezetben értelmezett foltot jelenti. A szerkezet értékelése során a többsoros erdősávok azért kaptak 4 pontot, hogy ezzel jelezzem, hogy a legnagyobb fedettséget a folt kiterjedésű területek biztosítják. Fasorok esetén, ha azok csak cserjékből állnak, a cserjék alacsony magassága miatt a védett terület nagysága elenyésző marad. Fák alkalmazása esetén pedig ugyanazok a problémák állhatnak elő, mint amelyeket a porozitás esetén már említettem (csatornahatás kialakulása az egyes egyedek között). Éppen emiatt a megfelelő szélesebbé válás érdekében a fákat cserjékkel többsávosan kell elegyíteni.

Az irány tulajdonság értékelésénél az uralkodó szélirányt minden esetben ÉK-inek tekintettem (mivel mindhárom mintaterület esetén az ilyen irányú szelek gyakorisága a legmagasabb) és a pontszám értékeket ehhez képes állapítottuk meg. Ennek során arra kell figyelemmel lenni, hogy az északnyugat-délkeleti irányú erdősávok az északkeleti-délnyugati irányú szelekkel; a nyugat-keleti irányúak az észak-déli; az észak-déli irányúak a nyugat-keleti; az északkelet-délnyugati irányúak pedig az északnyugati-délkeleti irányú szelekkel egyaránt 90<sup>o</sup>-os szöveget zárnak be. Így a legmagasabb pontszámot az északnyugat-délkeleti irányú erdősávok kapták, míg a legkevesebbet az északkeleti-délnyugati irányúak, mivel ekkor a szél gyakorlatilag pár-

huzamosan fúj az erdősávokkal. A nyugat-keleti irányú erdősávok azért kaptak magasabb pontszámot, mint az észak-déliek, mert az előbbi irány esetén az erdősáv nagyobb felületen érintkezik a széllel, így a sebességcsökkentő hatása is nagyobb lesz. Folt jellegű területeknél az irány tulajdonságra mindig 5 pontot adtam, mivel ott gyakran nem lehet egyértelmű kiterjedési irányt megadni, másrészt pedig a foltokat a minősítés során elkülönítve kezeltem, így a végeredményt a kapott pontszám nem befolyásolta.



12. kép Zárt szerkezetű fasor cserjeszint nélkül a Hajdúböszörményt Hajdúdoroggal összekötő út mentén (Saját felvétel)



13. kép Zárt szerkezetű fasor cserjeszinttel Újfehértó-Hajdúböszörmény között  
(Saját felvétel)



14. kép Többsoros zárt szerkezetű erdősáv cserjeszinttel Nyírgyulajtól északra  
(Saját felvétel)



15. kép Áttört szerkezetű fasor a Karcagot Kisújszállással összekötő út mentén  
(Saját felvétel)



16. kép Áttört szerkezetű fasor a Karcagot Bucsával összekötő út mentén  
(Saját felvétel)

Az erdősávok funkcióját az alábbi szempontok szerint határoztam meg:

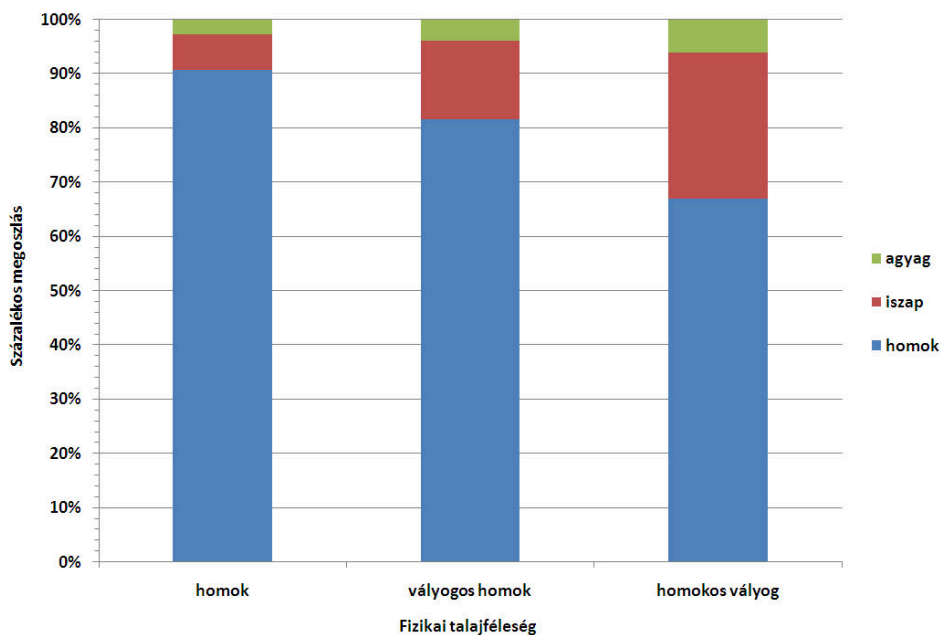
- *Legelővédő erdősávok:* A legelővédő erdősávokat a legelők minőségének javításának céljából hozzák létre. A mikroklíma javító hatás miatt ugyanis javul a legelő fűtermése, mivel az erdősávok védelmében értékesebb, táplálódóbb, bővebben termő fajok fejlődhetnek.
- *Öntözött területek és öntözőcsatornák fásítása:* A telepítés célja a mikroklimatikus viszonyok javítása a csatornák közvetlen környékén. A csatornamenti fásításoknak jelentős az öntözővíz párolgását csökkentő hatása. Ez a tulajdonságuk pedig az öntözővíz gazdaságosabb kihasználását teszi lehetővé, aminek szárazabb éghajlati körülmények között nagy a jelentősége.
- *Az infrastruktúra elemeinek védelme:* Az infrastruktúra elemeinek védelme során arra kell törekedni, hogy a szél által szállított anyag vagy még az erdősáv előtt, vagy rögtön közvetlenül utána rakódjon le. Vonalas létesítmények (közutak, vasutak) esetén az erdősávoknak abban is szerepük van, hogy hóviharak idején a szél a havat ne az utakon fújja össze, hanem már az erdősávok előtt lecsökkenjen a sebessége, illetve a szállított havat is ott rakja le.
- *Gazdasági és ökológiai funkció:* A gazdasági funkció és az ökológiai funkció általában kiegészítő szerepet tölt be a mezővédő erdősávok telepítése során. A gazdasági funkció a helyi lakosság tűzifaigény kielégítésére szolgált, azonban ennek jelentősége napjainkban már csekély. Az ökológiai funkció a tájvédelmi szempontú értékeléseknél kap nagyobb hangsúlyt, szerepe napjainkban egyre fontosabbá válik. A mezővédő erdősávok részét képezhetik az Európai Unió ökológiai hálózatának a Natura 2000-nek is.
- *Komplex funkció:* Az esetek többségében a mezővédő erdősávok többféle feladatot is ellátnak, így ezeket egyszerre többféle funkciócsoportba is be lehet sorolni (egy közlekedési út mellé telepített erdősáv betölthet szántóföldi védelmet is, stb.).

## 4. Eredmények

### 4.1. A szedimentológiai vizsgálatok eredményei

#### 4.1.1. A nyírségi talajminták szedimentológiai elemzésének eredményei

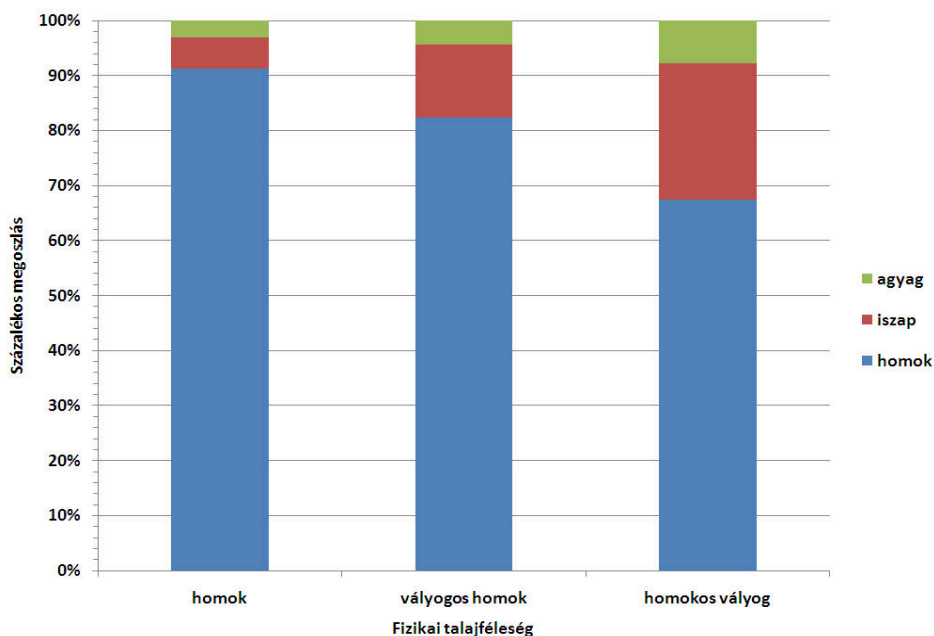
A vizsgált talajminták textúra szerint három csoportra bonthatók: homok, vályogos homok és homokos vályog (27. ábra). A minták közös jellemzője az igen magas homok, és az igen alacsony iszap- és agyagtartalom. Ezek százalékos aránya nagy értékek között szóródott: a homoké 57–90%, az iszapé 6–37%, az agyagé pedig 2–10% között. A homokfrakció dominanciája az azonos alapkőzettel magyarázható, hiszen az mindenhol a folyóvízi üledékekből kifűjt, különböző szemcsenagyságú homok. A finomabb frakció (iszap, lösz) nagyobb arányban való megjelenése (de nem túlsúlya) a deflációs laposokban és mélyedésekben kialakult talajokra jellemző, amelyekre a környező buckákról a vízerózió hatására finomabb szemcsék mosódnak le, és a csapadékosabb években a talajvízszint közelsége miatt vízhatás alatt állnak. A minták humusztartalma 1–6%, a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom pedig 1–8% között változott. Két minta  $\text{CaCO}_3$ -tartalma kiugró értéket képvisel: a Nyírkáta-H odász közötti mintáé 14%-os, a Nyírgyulajtól keletre lévő deflációs mélyedésből begyűjtött mintáé pedig 13% volt.



27. ábra A nyírségi mintaterületről begyűjtött talajminták átlagolt mechanikai összetétele (Saját szerkesztés)

A magas értékek oka, hogy a deflációs laposokban mindig magasabb a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom, egyrészt a felszínközeli talajvíz hatása miatt, ami a vízben oldott meszet a felszín közelébe emeli, másrészt pedig a buckák lejtőjéről lemosódó  $\text{CaCO}_3$  is a deflációs laposok mésztartalmát növeli.

Kíváncsi voltam arra, hogy más futóhomok-területek homokos textúrájú talajai milyen erodálhatósági tulajdonságokkal rendelkeznek, ezért az összehasonlítása miatt néhány olyan mintát is bevontam a vizsgálatba, amelyeket nem a mintaterületen, hanem a Nyírség valamely más részéről, illetve más futóhomok területről gyűjtöttünk be. Mechanikai összetételük alapján ezek a talajminták homok, vályogos homok és homokos vályog csoportokba tartoznak (28. ábra). A szemcseösszetételben meglévő differenciák általában domborzati különbségeket tükröznek, de sok esetben annak az alapkőzetnek az összetétele a meghatározó, ahonnan a szél az anyagot kifújta. Az alapkőzeti különbségeket a hordalékkúp képződés sajátosságai miatt természetesnek kell tartani. A finomabb összetételű közép-nyírségi és dél-nyírségi minták szemcseösszetételének egyrészt ez a magyarázata, másrészt pedig az, hogy a mintákat deflációs laposokból és mélyedésekből gyűjtöttük be, ahol azok a felszínhez közel elhelyezkedő talajvíz, valamint a mélyedésekben összegyűlő csapadékvíz hatása alatt állnak. Ezekbe a laposokba a buckák oldaláról is jelentős anyagáttelepítés történik (Kiss 1997). A homok textúrájú talajokban értelemszerűen a homok különböző frakciói dominálnak, a finom homok jelentős túlsúlyával. Az iszap és az agyag legfeljebb csak színesítő elemként jelent meg (2–10 illetve 1–6%), de a talaj mechanikai összetételére jelentős hatást nem gyakorol. A vályogos homok textúrájú talajokban már csökkent a homok aránya, de még mindig 70–85%-át alkotta a mintáknak. Az iszap- és az agyagtartalom már 12–18, % illetve 3–8% -os arányt ért el. A homokos vályog textúrájú talajoknál már csak 60–75% -ot tesz ki a homok, és nő az iszap (18–30%), valamint az agyag (5–10%) aránya is. A humusz és  $\text{CaCO}_3$ -tartalom mindhárom csoportnál jelentéktelen, 0,5–3% és 1–3% között változott. A  $\text{CaCO}_3$ -tartalom magasabb értéket csak az egykori nyírvízlaposokban ért el. Kiugró volt (12%) az értéke az egyik Nyíregyháza környéki mintának, ennek magyarázata az lehet, hogy ezt egy szikes mélyedésben lévő szántóföldről gyűjtöttük be.

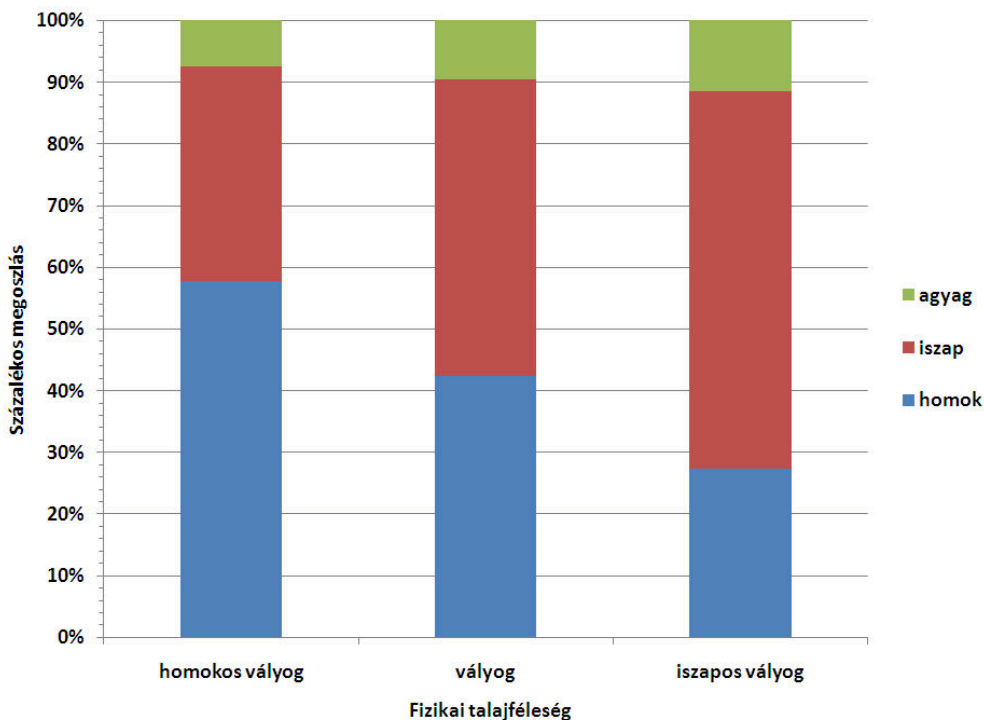


28. ábra A nyírségi mintaterületen kívülről begyűjtött talajminták átlagolt mechanikai összetétele (Saját szerkesztés)

#### 4.1.2. A hajdúhádi talajminták szedimentológiai elemzésének eredményei

A talajminták textúra szerint három csoportba sorolhatók: homokos vályog, vályog és iszapos vályog (29. ábra). A homokos vályog textúrájú talajminták homoktartalma 55–73%, iszaptartalma 10–20%, agyagtartalma 5–9% között változott. Humusztartalmuk 0,5–1%,  $\text{CaCO}_3$ -tartalmuk pedig 3–4% volt. Genetikailag ezek alföldi mészlepedékes csernozjomok. A magas homoktartalom azzal magyarázható, hogy ezeket a mintákat a Hajdúhát és a Nyugati-Nyírség határterületéről gyűjtöttük be. Figyelemreméltó, hogy a Hajdúhát központi részéről begyűjtött minta homoktartalma a magasabb.

Az iszapos vályog textúrájú minták, homoktartalma 15–44%, iszap-tartalma 10–40%, agyagtartalma 3–25% között változott. Humusztartalmuk 1–4%,  $\text{CaCO}_3$ -tartalmuk pedig 3–9% volt. Magasabb iszap és agyagtartalommal azok a minták rendelkeznek, amelyeket a Hortobágy keleti részéről gyűjtöttünk be.

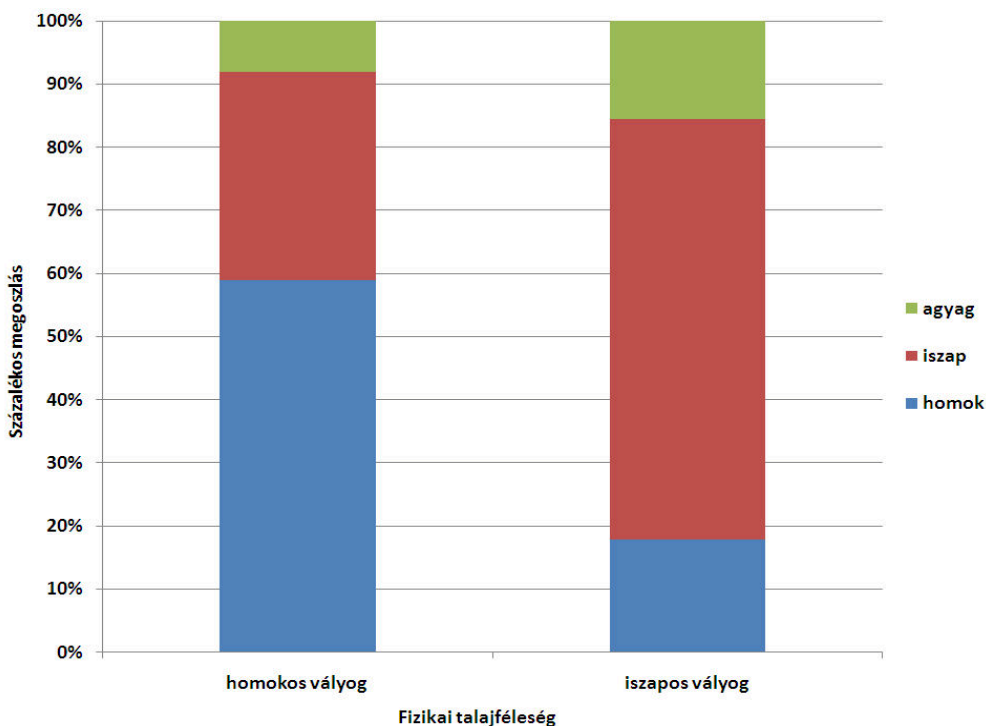


29. ábra A hajdúhátai mintaterületről begyűjtött talajminták átlagolt mechanikai összetétele (Saját szerkesztés)

A vizsgálatba itt is bevontam néhány olyan mintát, amelyeket ugyan nem a mintaterületről gyűjtöttünk, ugyanakkor a talajok keletkezési körülményei, a táji domborzattípus és a területhasználat hasonlóak. A mintavétel helyei a Hajdúhát, a Hortobágy és a Maros-Körös köze. A talajmintákat két csoportba soroltam: homokos vályog és iszapos vályog (30. ábra). A homokos vályog mintáknak 50% felett volt a homoktartalmuk, a finom homok aránya 22–27% között változott. Iszaptartalmuk 33%, agyagtartalmuk pedig 7–8%,  $\text{CaCO}_3$ -tartalmuk 1,5%, humusztartalmuk pedig 2% volt. Ezek a minták a Maros-Körös közéből származnak.

Az iszapos vályog mintákat három helyről gyűjtöttük be: a Hajdúhát-ról, a Hortobágyról és a Maros-Körös közéből. Ezeknek a mintáknak nagyon eltérő a textúrája, ennek oka az eltérő származási környezet és alapkőzet: a Hajdúhát és a Maros-Körös köze kiemelt helyzetű löszsíkságok, míg a Hortobágy ártéri síkság. A Hajdúhát-ról begyűjtött minták egy kivételével genetikailag mind alföldi mészlepedékes csernozjomok. Habár ugyanabba a textúracsoportba tartoznak, mégis jól látható, hogy a Hajdúhát felől a Hortobágy felé haladva a minták homoktartalma fokozatosan csökken és nő az iszap aránya, sőt a Látóképtől begyűjtött minta agyagtartalma is kiugróan magas (25,8%). Ezeknek a mintáknak a homoktartalma már csak 13–30%, az

iszaptartalom viszont minden esetben 50% fölötti, vagyis már ez válik a domináns frakcióvá. A  $\text{CaCO}_3$ -tartalom 2–4%, a humusztartalom pedig 2–5%. A Maros-Körös közéről begyűjtött minták mechanikai összetétele hasonló a hajdúháti mintákhoz, ezek is különböző csernozjomok; egyedüli kivételt a szabadkígyósi minta képez, amely kifejezetten szikes jellegű talaj volt (réti szolonyec), ezt egyébként a 9-es pH érték is jól jelzi. Iszaptartalmuk ezeknek is 50% fölötti, a homok 12–40%, az agyagtartalom pedig 8–14%. A hortobágyi mintáknál szintén jól kijönnek a különbségek a Belső-Hortobágy és a Hajdúháttal határos peremterületek között. Az előbbieknél jóval magasabb az iszap- és agyagtartalma (71–80% között, illetve 12–25%) és alacsonyabb a homoktartalma. Ennek oka az ártéri jellegű üledéklerakódásban keresendő, mivel az ártéren mindig finomszemű, agyagos-iszapos rétegek rakódnak le. A humusztartalom 1–2%, a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom pedig 2–3%. Kiugró a Hortobágy-Nyírólapos I. minta pH értéke, ami 9,5 – erősen lúgos kémhatású.

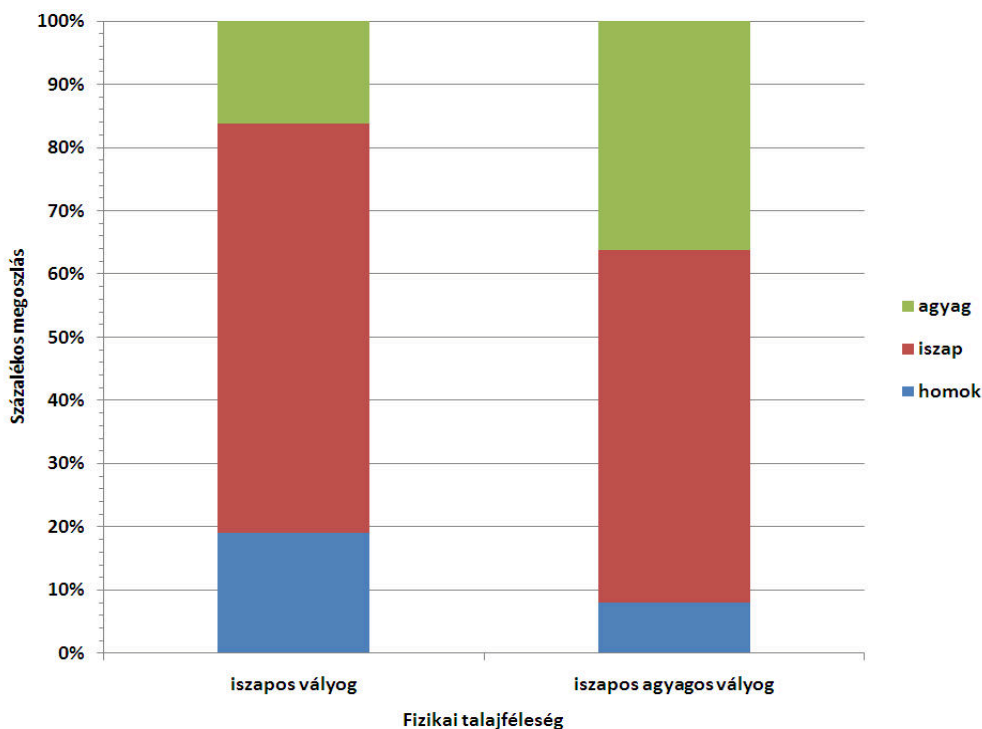


30. ábra A hajdúháti mintaterületen kívülről begyűjtött talajminták átlagolt mechanikai összetétele (Saját szerkesztés)

#### 4.1.3. A karcagi talajminták szedimentológiai elemzésének eredményei

A talajminták két csoportba oszthatók: iszapos vályog és iszapos agyagos vályog (31. ábra). A talajminták közös jellemzője az igen magas

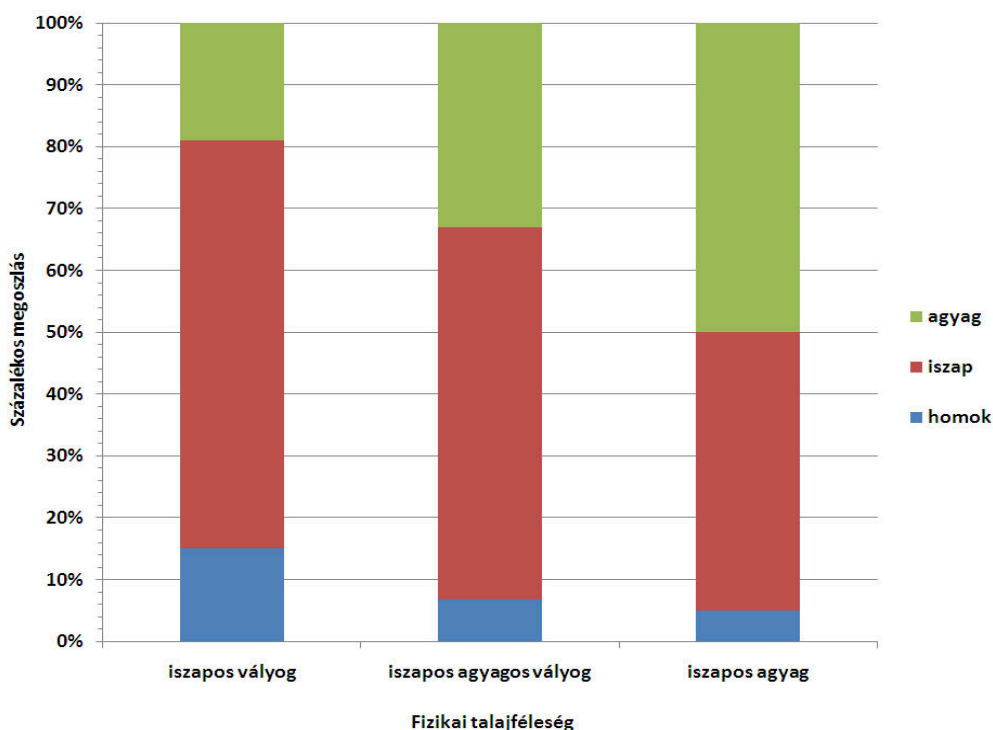
iszap- és agyagtartalom. A két szemcsefrakció együttesen az összetétel 70–80%-át adja, a homokfrakció aránya elenyésző. Ez igen nagyfokú kötöttséget eredményez. Ezek a talajok a Hortobágy és a Sárrét felé eső peremterületeken alakultak ki alacsony ármentes síkságokon. Ennek eredménye, hogy a talajok rossz vízáteresztő képessége miatt – különösen a nagycsapadékú tavaszi időszakokban – a területek jelentős részét belvíz borítja. Genetikailag ezek a talajok réti csernozjomok, réti szolonyecok, réti talajok és mélyben sós réti csernozjomok. A  $\text{CaCO}_3$ -tartalom 1–8%, a humusztartalom 2–6% volt.



31. ábra A karcagi mintaterületről begyűjtött talajminták átlagolt mechanikai összetétele (Saját szerkesztés)

Más területről begyűjtött, de hasonló textúrájú talajmintákat három csoportba oszthatjuk: iszapos vályog, iszapos agyagos vályog és iszapos agyag (32. ábra). Az iszapos vályog textúrájú minták homoktartalma 7–21%, az iszaptartalom 58–74% és az agyagtartalom pedig 13–27% között szóródott. Humusztartalmuk 2–4%,  $\text{CaCO}_3$ -tartalmuk pedig 1–2% között változott. Az iszapos agyagos vályog textúrájú talajok homoktartalma kicsi: 0,8–11% között változott, a szerkezeti adottságokat sokkal inkább az igen magas iszap- és agyagtartalom határozza meg (5369 valamint 28–37%). Ezek is erősen hidromorf jellegű talajok, a talajképződési folyamatokra a

felszínhez közel elhelyezkedő talajvíz és a rossz lefolyású mélyedésekben elhelyezkedő belvizek jelentős hatást gyakorolnak.



32. ábra A karcagi mintaterületen kívülről begyűjtött talajminták átlagolt szemcseösszetétele (Saját szerkesztés)

## 4.2. A szélprofil vizsgálatok eredményei

Ahogy az már fentebb, a módszertani fejezetnél láthattuk, a szélesség legmagasabb értékei a csatorna középvezetékében adódtak. A különböző magasságban mért értékek változásai a talaj érdességétől függttek.

A szélprofil függvényeket értékelve megállapítottam, hogy a szélesség növekedésével a felszín sebességcsökkentő hatása jobban érvényesül. A kísérletek legkisebb sebességfokozatán a talajfelszín feletti sebesség kis mértékben tért el a 10–30 cm magasságtartományban mért értékektől. Ezzel magyarázható a függvény meredeksége. A sebesség fokozásával szembetűnőbb a felszín érdességének sebességcsökkentő hatása, így a felszín közelében és a nagyobb magasságokban mért értékek között számottevő az eltérés. Azt is megállapíthatjuk, hogy a levegőnek a felszínhez való súrlódása következtében a sebesség mintegy 10 cm-ig növekszik erőteljesebben.

### 4.3. A kritikus indítósebesség vizsgálatának eredményei

A talajok kritikus indítósebességének ismerete nagyon fontos a szél-erózió elleni védekezés tervezésekor. Már több mint fél évszázada először *Bagnold (1941)* és *Chepil (1945)* határozták meg a 10–2000  $\mu\text{m}$  közötti szemcsetartományban a kritikus indítósebességet. Kísérleteik eredménye alapján ábrázolták a kritikus indítósebesség és a talaj szemcsemérete közötti összefüggést.

*Lyles és Allison (1976)* tanulmányukban olyan kísérletekről számoltak be, amelyekben a nem erodálható érdességet vizsgálták úgy, hogy a szélesebbéget addig növelték, amíg a részecskék mozgásba lendültek.

*Gillette (1978., 1980)* terepi kísérleteit sivatagi és szántóföldi homoktalaj felett végezte. A szélesebbéget küszöbértékeinek megállapítására hordozható, alul nyitott szélcsatornát használt. Azt tanulmányozta, hogy a küszöbsebesség hogyan befolyásolja a szállított homok mennyiségét.

Az eredményeket a korábbiakhoz hasonlóan két részre bontva közlöm. Egyrészt vizsgáltam a mintaterület talajait, és a kapott eredményeket összehasonlítottam más területek azonos mechanikai összetételű talajaival is.

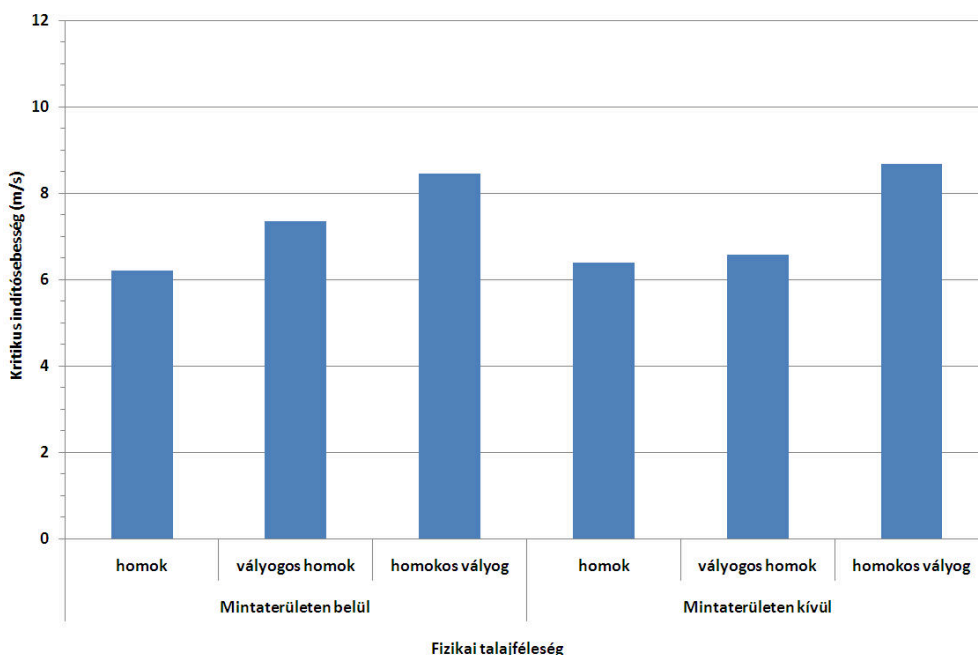
#### 4.3.1. A nyírségi mintaterület talajmintáinak kritikus kezdősebessége

16 db talajmintát vizsgáltam meg, ezek közül 1 db homok, 9 db homokos vályog, 6 db pedig vályogos homok kategóriába tartozott. A legalacsonyabb kritikus indítósebességet a Kántorjánosi nyugati határából behozott vályogos homok textúrájú talajnál mértem, amely a tálca középpontjában, 10 cm magasságban 5,8 m/s volt. Ebben a mintában az aprószemű homok aránya 85%, a humusztartalom 2%, a  $\text{CaCO}_3$  pedig <1%. A többi ugyanilyen textúrájú talaj kritikus indítósebessége 5,8-8,8 m/s között változott (33. ábra). Azoknál a mintáknál, ahol 8,0 m/s feletti értékeket mértünk, a többi mintához viszonyítva 1–2%-kal magasabb a  $\text{CaCO}_3$  aránya.

A mintaterület homokos vályog textúrájú talajainak kritikus indítósebessége 7,6–9,4 m/s között változott. A talajminták homoktartalma széles skálán, 50–71 % között szóródott. A legmagasabb kritikus indítósebességeket (9,2–9,4 m/s) az alacsonyabb homoktartalmú (50–64%) mintáknál mértük.

A mintaterületen kívülről 25 db mintát vizsgáltam meg. Ezek közül 12 db homok, 6 db vályogos homok, 7 db homokos vályog csoportba tartozott. A begyűjtött minták kritikus indítósebessége ez előbb vázoltakhoz hasonló képet mutat. A homok textúrájú minták kritikus kezdősebessége 5,6–7,2 m/s között változott (33. ábra). A homokfrakció aránya a minták mindegyikében meghaladja a 86%-ot.

A válygos homok textúrájú minták kritikus indítósebességének értékei 6,0–7,3 m/s között változtak. A minták homoktartalma 78–86% közötti értékeket ért el. Az alacsonyabb kritikus kezdősebességeket (6,0–6,4 m/s) a magasabb homoktartalmú (84–86%) mintáknál mértem.



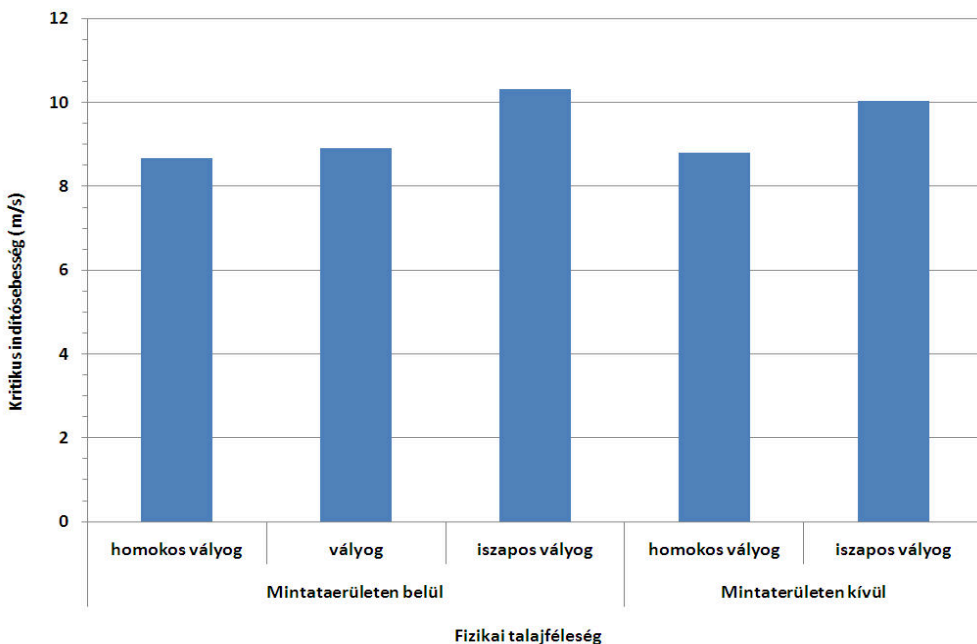
33. ábra A nyírségi mintaterület kritikus kezdősebesség értékei a talajok textúrája szerint (Saját szerkesztés)

A homokos vályog textúrájú minták kritikus indítósebességének értéke 7,1–9,8 m/s között változtak, a legalacsonyabb értéket a legmagasabb homoktartalmú mintánál mértem (Debrecen–Hosszúpályi között 7,1 m/s, homoktartalom 78,2%). Homoktartalmuk 75% alatt marad, ez magyarázza az alacsonyabb kritikus kezdősebesség értékeket is. Néhány minta kritikus indítósebességének az értéke elérte az iszapos vályog textúrájú talajmintáknál mért értékeket (Újfehértó–Hajdúböszörmény 9,8 m/s; Felsősimá III., 9,5 m/s) is. Ezek iszaptartalma 30–33% között változott. Ezzel magyarázható a magasabb kritikus indítósebesség érték: a több finomabb frakciót tartalmazó talajban nehezebben mozdítható, összetettebb szerkezeti elemek jönnek létre.

#### 4.3.2. A hajdúháti mintaterület talajmintáinak kritikus kezdősebessége

22 db mintát vontam be a vizsgálatba, amelyek közül 3 db homokos vályog, 1 db vályog, 18 db pedig iszapos vályog. A legalacsonyabb kritikus indítósebességgel a homokos vályog textúrájú talajok rendelkeztek, az átlag-

érték 8,6 m/s (34. ábra). A vizsgált három minta közül az rendelkezett magasabb értékkel (9,2 m/s), amelyeknek a homoktartalma elérte a 70%-ot. Ez ilyen homoktartalomnál meglehetősen szokatlannak mondható. A vályog textúrájú talaj kritikus indítósebessége 8,9 m/s, az iszapos vályog textúrájú talajoké pedig átlagosan 10,1 m/s volt. Az iszapos vályog csoportnál a mért értékek 7,5–11,2 m/s közötti intervallumokba estek. Jól látható, hogy a kritikus indítósebesség értékei a finomabb mechanikai összetételű talajok esetében is a szemcseösszetétel függvényében változnak. Az iszapos vályog textúrájú mintáknál a legalacsonyabb kritikus kezdősebességgel (7,5 m/s) egy olyan minta rendelkezett, amelyet a Hajdúhát–Nyírség határterületéről gyűjtöttünk be, egy olyan bucka tetejéről, amelyet ugyan löszös homok borít, azonban a felszínét a szél már kikezdte és a humuszban gazdagabb réteget elszállította.



34. ábra A hajdúhádi mintaterület kritikus kezdősebesség értékei a talajok textúrája szerint (Saját szerkesztés)

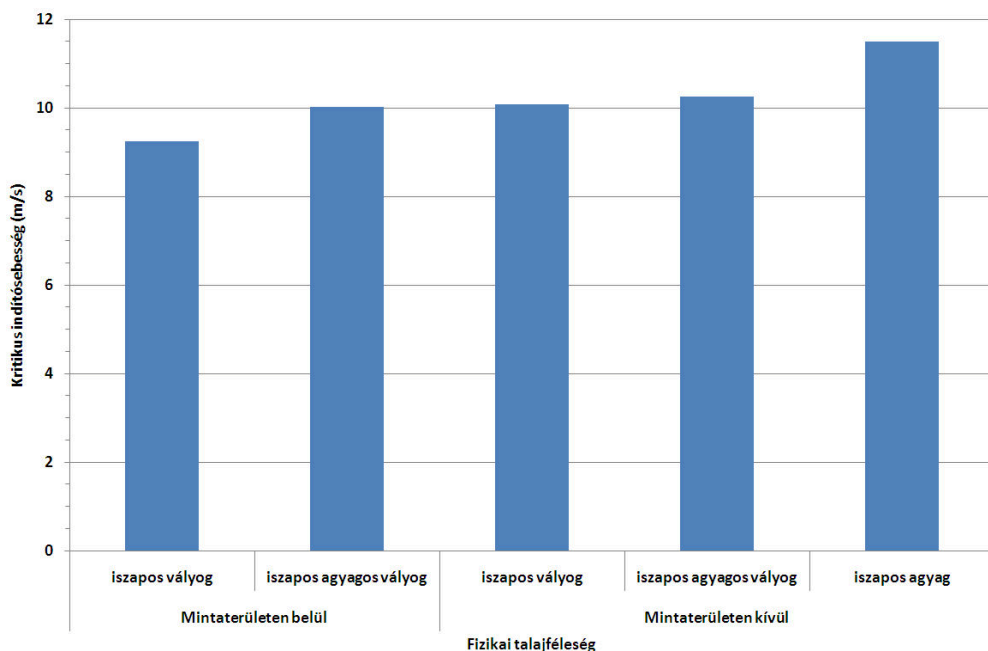
Az ugyanilyen textúrájú, de nem a mintaterületről begyűjtött minták két csoportra oszthatók: homokos vályog (2 db) és iszapos vályog (16 db). Az alacsonyabb kritikus indítósebességgel ebben az esetben is a homokos vályog textúrájú talajok rendelkeznek; az átlagos érték 8,8 m/s (34. ábra). Alacsonyabb értékkel az rendelkezik, amelyiknek alacsonyabb az agyag és az iszaptartalma. Az iszapos vályog textúrájú talajok kritikus kezdősebessége átlagosan 10,03 m/s körül változott, vagyis megegyezik a hajdúhádi mintate-

rület ugyanilyen textúrájú talajainak az átlagolt értékével. Különbség van ugyanakkor a két terület talajmintáinak mechanikai összetételében, mivel a Hajdúhát–Hortobágy peremterületéről begyűjtött mintáknak magasabb az iszap, de főként az agyagtartalmuk. Az hogy a kritikus kezdősebességek értékei mégis ennyire hasonlóak, jórészt azzal magyarázható, hogy ezek szántóföldről begyűjtött minták, amelyeknek a talajszerkezete a szántóföldi művelés hatására már leromlott, ezáltal nehezebben képeznek aggregátumokat, így viszonylag sok a szerkezet nélküli elem, amelyeket a szél könnyebben mozgásba lendíthet. A szél hatására ugráló szemcsék újabb szemcséket hoznak mozgásba, amelyek pedig az aggregátumokat „bombázzák”, ennek hatására a nagyobb szerkezeti elemek is széttöredeznek, ezáltal újabb utánpótlást biztosítva a szélerózióknak.

#### **4.3.3. A karcagi mintaterület talajmintáinak kritikus kezdősebessége**

Ezeknek a mintáknak a kritikus indítósebessége hasonló jelleget mutat, mint a Hajdúhátról és a Hortobágyról begyűjtött minták ugyanezen paraméterei. A mintaterület vizsgált talajmintái közül 6 db tartozik az iszapos agyagos vályog, 3 db pedig az iszapos vályog kategóriába. Genetikailag mindegyikük hidromorf talaj, igen magas agyagtartalommal, és az ennek következményeként fellépő erősen kötött szerkezettel. Ezeket a talajokat csak a különösen erős szelek képesek megmozgatni és azok is csak akkor, ha a megfelelő mennyiségű szállítható frakcióméret (elsősorban a finomszemű homok) rendelkezésre áll. Az átlagos kritikus kezdősebességük 10,02 m/s és 9,25 m/s volt, mely értékek a 9,1–11,9 m/s, valamint a 9,2–9,3 m/s intervallumba estek (35. ábra). A sebességértékekben meglévő különbséget a homok/agyag egymáshoz viszonyított aránya szabja meg: a magasabb homoktartalom alacsonyabb indítósebességet okoz.

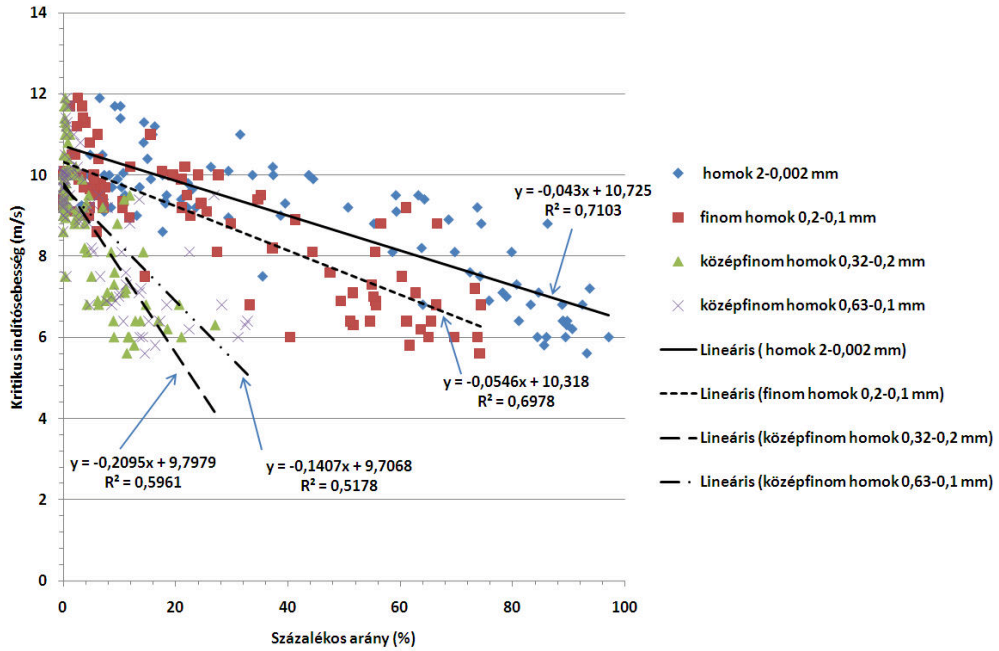
Az egyéb területekről begyűjtött ugyanezen textúra-osztályba tartozó minták kritikus indítósebességének értékei is hasonló tendenciákat mutattak. Közülük, 10 db iszapos vályog, 6 db az iszapos agyagos vályog, 1 db pedig iszapos agyag textúrájú talajokhoz tartozik. Az átlagos kritikus indítósebességük 10,25 m/s és 10,09 m/s volt (35. ábra). A legmagasabb kritikus indítósebességgel (11,7 m/s) egy Mezőberény–Békés határából behozott iszapos agyagos vályog textúrájú minta rendelkezett.



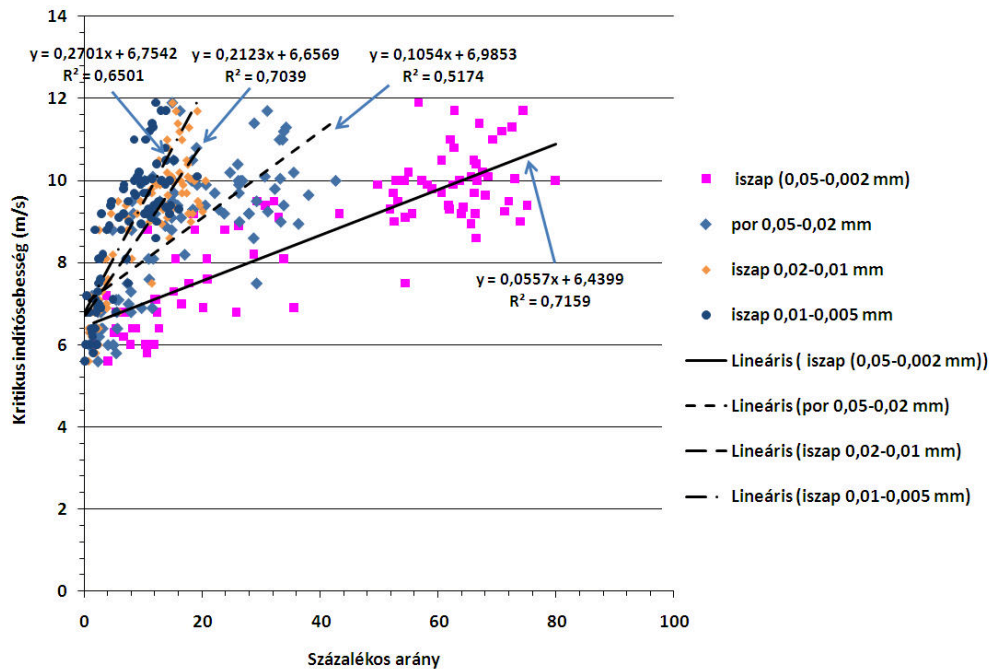
35. ábra A karcagi mintaterület kritikus kezdősebesség értékei a talajok textúrája szerint (Saját szerkesztés)

Az agyagtartalma a kategóriáján belül ennek volt a legkisebb, a mésztartalma viszont a legmagasabb. Szerkezetképző képessége miatt még az ilyen kötött talajoknál fellépő sebességkülönbségeknél is meghatározó lehet a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom. A kritikus indítósebesség értékeinek különbségeit itt is a homok/agyag aránya határozza meg, ezt módosíthatja a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom.

Az eredmények ismeretében elmondható, hogy a kritikus indítósebesség értékét elsősorban a mechanikai összetétel, vagyis a homok, iszap, agyag egymáshoz viszonyított aránya határozza meg. A 36-37. ábrán jól látható, hogy a kritikus indítósebesség értékeit a finom homok és a 0,02-0,01, valamint a 0,01-0,005 mm átmérőjű iszapfrakció határozza meg, az agyag hatása elhanyagolható. Ugyanakkor a homok és az iszaptartalom eltérőképpen befolyásolja a kritikus indítósebesség értékeinek alakulását. A homoktartalom növekedése a kritikus indítósebesség csökkenését, míg az iszaptartalomé pedig a növekedését eredményezi.



36. ábra A kritikus indítósebesség és a homoktartalom összefüggései (Saját szerkesztés)



37. ábra A kritikus indítósebesség és az iszaptartalom összefüggései (Saját szerkesztés)

#### 4.4. Az erodálhatósági vizsgálatok eredményei

A szélérozió folyamatában a legszembetűnőbb változást a felszín átalakulása jelenti. A művelés alatt álló szántóföldi területeken a talajszemcsék kifújása, szállítása és felhalmozása azonban a kártételeknek csak a töredékét teszik ki. Ennek ellenére mégis nagyon fontosnak tartjuk a talajok erodálhatóságának ismeretét, ugyanis a szélérozió elleni védekezés tervezésekor ezt mindenképpen figyelembe kell venni.

A mérési eredményeket áttanulmányozva megállapítottam, hogy az erodálhatóság mértéke elsősorban a talajok szemcseösszetételétől függ. Ezért a következőkben az egyes textúra-osztályokba tartozó talajok erodálhatóságát értékelem.

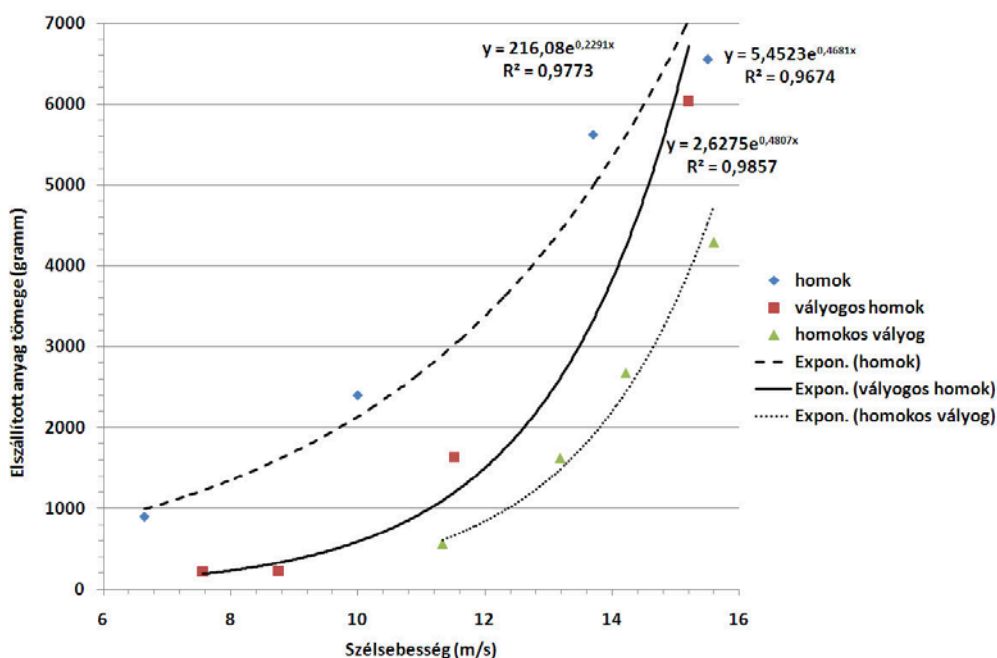
##### 4.4.1. A nyírségi mintaterület talajainak erodálhatósági értékei

A mintaterület talajait a korábban ismertetett módon a textúrájuk alapján három csoportra osztottam: homok, vályogos homok és homokos vályog. Az erodálhatósági kísérletek eredményeinek értékelésénél meghatároztam az átlagos értékeket, majd a szélsőértékek és az elszállított talajmenyiségek közötti függvénykapcsolatot vizsgáltam (38. ábra). A legjelentősebb erodálhatósági értéket a homok textúrájú talaj esetén mértem, de az eredményt árnyalja, hogy mindössze egy minta tartozott ebbe a csoportba. A talajvesztés nagyságrendjét jelzi, hogy az erodált anyag tömege 5 perces mérési időtartam alatt elérte a kiindulási tömeg 50%-át, ami nagyjából 2,5 cm vastag anyag áthalmozódásának felel meg. Ehhez hasonló eredményeket közül munkájában Dikkeh (1991) is.

A vályogos homok textúrájú talajok legmagasabb szélsőértéknél mért talajvesztése a kiindulási tömeghez képest átlagosan ~~50%~~ -kal csökkent, ez tömegben kifejezve 5000–6000 grammot jelent. Ez 2,0–2,7 cm vastag anyag áttelepítésének felel meg. Az egyes minták között nincsenek nagy különbségek, a legkisebb anyagvesztés is 5000 gramm (40%-os vesztés) fölött volt. A legnagyobb anyagvesztést azok a minták szenvedték el, amelyeknek homoktartalma 80% felett volt. Az átlagolt mérési eredményekre illesztett trendvonal összességében exponenciális kapcsolatra utal.

A homokos vályog textúrájú talajok legmagasabb szélsőértéknél mért talajvesztése tág határok, 18–55% (2530–5770 gramm) között alakult. Ez az érték 0,9–2,7 cm vastagságú anyag kifúvását és áthalmozódását jelenti. Az adatok közötti nagy szórás a talajok mechanikai összetételével magyarázható. A 70% feletti homoktartalmú minták anyagvesztése volt a legnagyobb (5000 gramm felett). 50–65% -os homoktartalomnál (és ennek megfelelően 30–43%-os iszaptartalomnál) már ennek az értéknek csak a felét, 2500

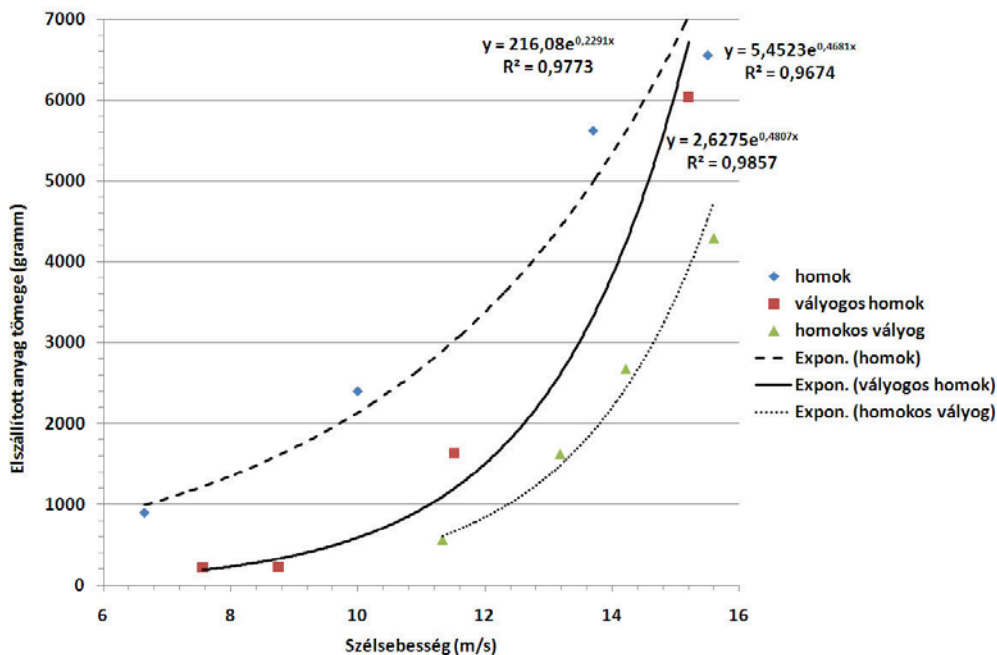
grammot regisztráltam. Az átlagolt mérési eredményekre illesztett trendvonal exponenciális kapcsolatra utal.



38. ábra Az erodálódott anyag tömege és a szélesebbesség közötti összefüggés a nyírségi mintaterület talajmintáin (Saját szerkesztés)

25 olyan mintát is bevontam a vizsgálatba, amelyek egyrészt a Nyírség más területéről, másrészt pedig az ország más futóhomok területeiről származtak (39. ábra).

A legnagyobb anyagvesztésüket ezeknél a mintáknál is a homok textúrájú talajoknál mértem, átlagosan 6280 grammot. Ez megfelel 23 cm anyag áttelepítésének (40-61% -os veszteség). Az egyes minták között eléggé nagy a szóródás, a legnagyobb értéket egy, a Tápió hordalékkúpjáról begyűjtött mintán mértük (Szentlőrincváta, 7300 gramm), a legkevesebbet pedig egy nyírségi mintán (Mezőladány, 5500 gramm). Úgy gondolom, hogy ekkora mértékű anyagvesztésnél már nincs értelme az egyes minták közötti különbségek analizálásának, mivel ekkor már a korábbiakban ismertett szélcsatorna mérési hibával is számolni kell. Ezen minták kritikus indítósebessége ugyan a 6 m/s -os érték körül mozog, de komolyabb defláció bekövetkeztével 9–10 m/s-os szelek esetén kell számolni.



39. ábra Az erodálódott anyag tömege és a szélesebesség közötti összefüggés a nyírségi mintaterületen kívülről begyűjtött talajminták esetén (Saját szerkesztés)

A vályogos homok textúrájú talajok anyagvesztése csak kevéssel marad el a homok textúrájú talajokétól. Az átlagos deflációs veszteség 5900 gramm volt. A legnagyobb tömegű anyagelhordást egy, a Nagyunságból (Tiszaigar I., 7280 gramm), a legkevesebbet pedig a Nyírség északi részéből (Újkenéz, 4340 gramm) begyűjtött minta szenvedte el. Ez megfeleltethető 2,0–3,0 cm anyag áttelepítődésének (40–61%-os veszteség a kiindulási tömeghez képest). 80% feletti homoktartalom (akárcsak a nyírségi mintaterület vizsgált talajainál) 5000 gramm feletti anyagvesztést okozott. A szélerőziónak dinamikája között különbségek vannak: a vizsgált minták közül néhányánál már (az előző csoporthoz hasonlóan) 90 m/s -os sebességű szelek is komoly károkat okozhatnak, vannak azonban köztük olyanok is, amelyeknél a 13 m/s-os sebességű szelek okoznak jelentősebb talajelhordást (Nyíregyházától D-re). A magasabb fokozaton beinduló defláció magyarázata lehet a minta származási helye: időszakosan vízborítás alatt álló szikes lapos, ahol a homokos alapkőzeten kialakuló, mechanikailag vályogos homok textúrájú talajt a vertikális vízmozgással együtt mozgó sók cementálhatják, ezáltal a talajalkotók között erősebb kohézió lép fel. Az elhordott anyagmennyiség azonban csak a homoktalajok között jelent kisebb értéket, a többi talajhoz viszonyítva ez még mindig igen magas érték. A kritikus kezdősebességük ezeknek a talajmintáknak is 6–7 m/s között változott.

A homokos vályog textúrájú talajok deflációs vesztesége átlagosan 4150 gramm. A legnagyobb értéket egy nyugat-nyírségi mintánál mértük (Felsősima II., 5750 gramm), a legalacsonyabbat pedig egy dél-nyírségi mintánál (Létavértes, 1440 gramm). Ez megfelel 0,65–2,45 cm anyag áthelyez ődésének (13–49%-os veszteség). A mechanikai összetétel és az erodálhatóság kapcsolatát vizsgálva elmondható, hogy a 74%-nál magasabb homoktartalmú minták legnagyobb mért anyagvesztesége 5000 gramm fölött volt, valamint a homoktartalom csökkenésével (ennek megfelelően az iszap és agyagtartalom növekedésével) az erodált anyag tömegének csökkenése járt együtt. Az átlagos kritikus indítósebesség értéke 8,67 m/s volt. A szélerózió dinamikáját tekintve, komolyabb anyagveszteség a 13 m/s-os szelek esetén indul meg, vagyis ezek a talajok valamivel már kevésbé érzékenyek a szél erejére, mivel bár kritikus indítósebességük az előző két csoportéhoz hasonló, azonban a kis sebességű szelek kis anyagelhordást végeznek.

#### ***4.4.2. A hajdúháti mintaterület talajainak erodálhatósági értékei***

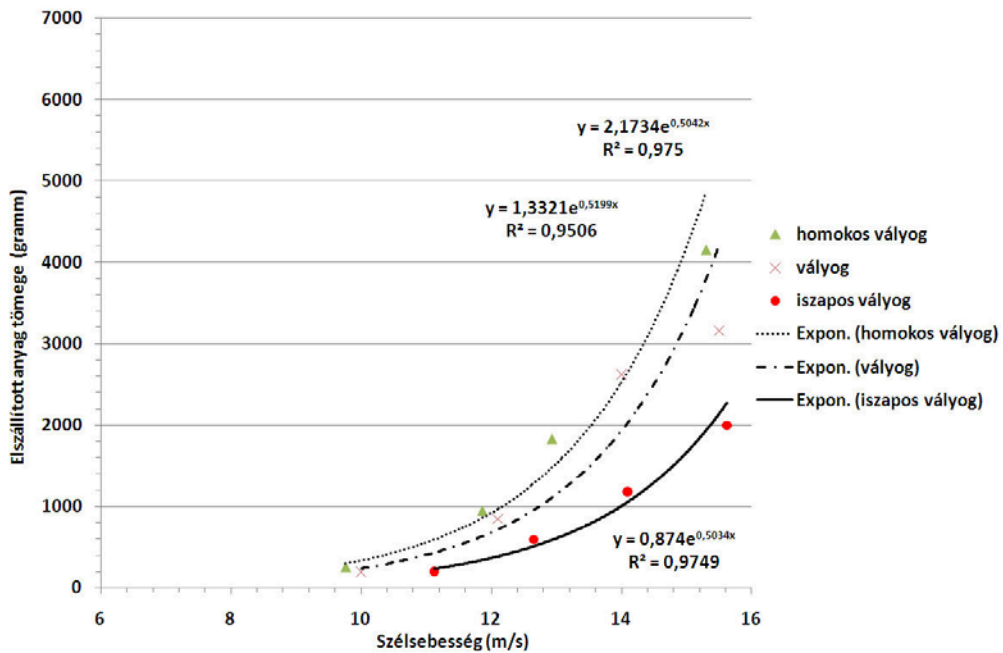
A legnagyobb veszteséget a homokos vályog textúrájú talajoknál mértem, átlagosan 4150 grammot. Az egyes minták között nagy eltérések vannak: a legkisebb értéket a Hajdúnánást Hajdúdoroggal összekötő út mellől begyűjtött mintánál mértem (1850 gramm), a legnagyobbat pedig egy homokbucka tetejéről begyűjtött mintánál (6030 gramm) (40. ábra). Ez megfelel 0,75–2,45 cm vastag talajréteg áthelyeződésének (15–49%-os veszteség) Az átlagos kritikus indítósebesség értéke 8,66 m/s. Az erodált anyag tömege a Hajdúhát és a Nyugat-Nyírség között a Nyírség felé haladva folyamatosan nő. A buckatetőről begyűjtött minta mért tömegveszteségi értékei pedig már jó egyezést mutatnak a futóhomok területek mért adataival (lásd fentebb).

Az iszapos vályog talajok textúrájú átlagos talajvesztesége 2000 gramm volt (40. ábra). A legkisebb értéket a Hajdúnánást Balmazújvárossal összekötő út mellől begyűjtött mintánál (600 gramm), legnagyobb veszteséget pedig a Hajdúnánás-Kálmánháza III.-as mintánál mértem (6860 gramm). Az igen magas erodálhatóságot megmagyarázza a minta származási helye: löszfedte homokbucka, melynek lösztakaróját a szél már megbontotta és a felszínen a homok helyezkedik el. A talajelhordás vastagsága megfeleltethető 0,3–2,5 cm-nek (6–50 %-os veszteség) Magas talajveszteséget– 3000 g felett – mértem még két mintánál, ezeknek a homoktartalma 33–37% között volt. A Nyírségben ennél magasabb homoktartalom mellett mértem hasonló értékeket. Magyarozatként adódik a leromlott talajszerkezet: a szántóföldi művelés hatására elporosodott feltalajból a szél könnyen elfújja az erodálható részeket (és a humuszt). A 20% alatti homoktartalmú minták legnagyobb sebességen mért erodálhatósági értéke minden esetben 1000 gramm alatt maradt. Ezeknek a talajoknak az iszaptartalma 60–70%, agyagtartalma 17–24%

között mozgott, vagyis ezekben már kicsi a szél által mobilizálható frakciók aránya, ez tükröződik az alacsony talajvesztésben is. Az ebbe a csoportba tartozó minták átlagos kritikus indítósebessége 10 m/s körül van, de (a Hajdúnánás-Kálmánháza III. minta kivételével) komolyabb erózióval a 45 m/s-os szélesebesség értékeknél kell számolni, a magasabb agyagtartalmú mintáknál pedig az ilyen erősségű szelek is kis talajelhordást okoznak.

Az eredményekből az is megfigyelhető, hogy a szélerózióval szembeni érzékenység tekintetében milyen fokozatos az átmenet a nyírségi peremterületeken át a Hajdúháton a Hortobágyig. Ennek talajtani okairól a mintaterület bemutatásánál már volt szó.

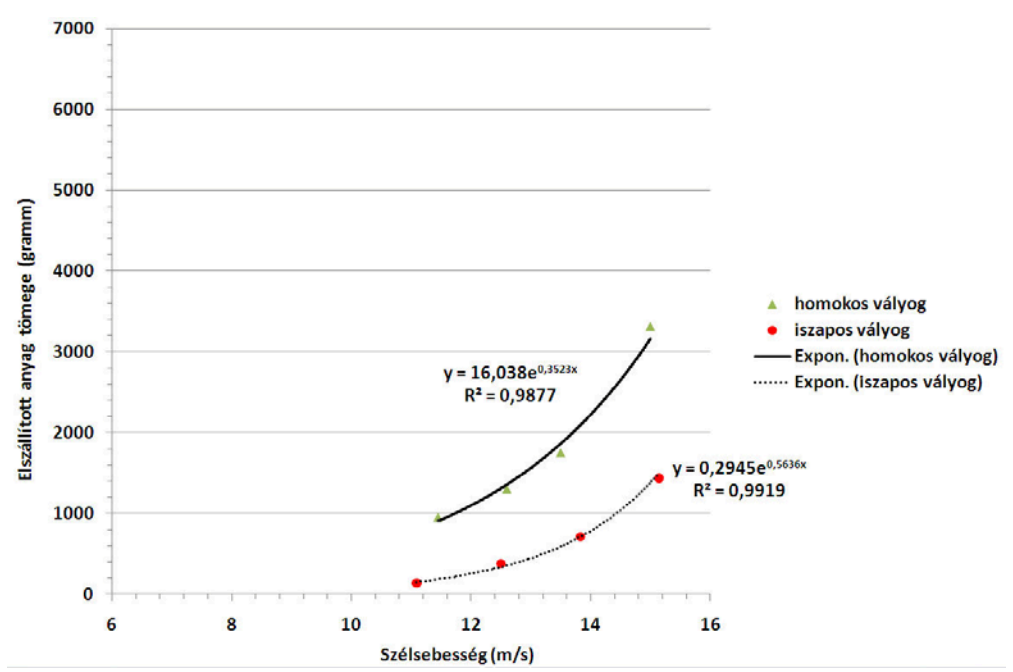
Az összehasonlítás miatt néhány olyan mintának is megvizsgáltam az erodálhatóságát (41. ábra), amelyeket nem közvetlenül a mintaterületről gyűjtöttem be, hanem vagy a Hajdúhátról és a Hortobágyról, valamint a Maros-Körös közéből, de mindenképpen olyan területről, amelyeknek geomorfológiai–talajtani–területhasználati adottságaik a mintaterülethez hasonlóak.



40. ábra Az erodálódott anyag tömege és a szélesebesség közötti összefüggés a hajdúháti mintaterület talajmintái esetén (Saját szerkesztés)

A legnagyobb erodálhatóságot a homokos vályog textúrájú talajmintáknál mértem, átlagosan 3320 grammot. Ezeknek a mintáknak az erodálhatósága 3100–3540 gramm között változott. Ez megfelel 1,5–1,6 cm talajréteg áthelyeződésének (30,2% -os veszteség). Az átlagos kritikus indítósebesség 8,8 m/s volt, ez hasonló ahhoz, mint amit a

futóhomokterületek homokos vályog textúrájú talajainál mértem. Az ide tartozó minták mechanikai összetétele néhány tizedszázaléknyi eltéréssel nagyon hasonló egymáshoz, ez mutatkozik meg az erodálhatósági értékek hasonlóságában is. Az elszállított anyag tömege és a szélesebbesség közötti kapcsolat az összes minta átlagában exponenciálisnak adódott. Összehasonlítva a többi homokos vályog (Nyírség, Hajdúhát) mintával, ezeknek volt a legkisebb az erodálhatósága.



41. ábra Az erodálódott anyag tömege és a szélesebbesség közötti összefüggés a hajdúhátai mintaterületen kívülről begyűjtött talajminták esetén (Saját szerkesztés)

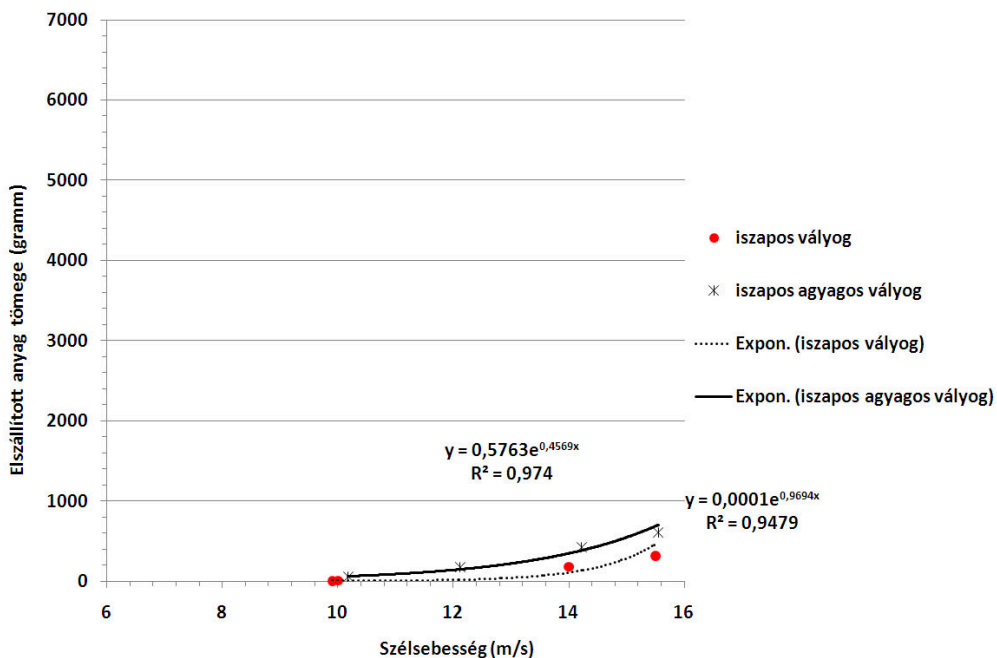
Az iszapos vályog textúrájú talajminták erodálhatósága kisebb volt, mint a hajdúhátai mintaterület esetében, átlagosan 1430 grammnak adódott. Ez megfelel 0,05–1,15 cm anyag áthelyeződésének (1–23%-os veszteség). A legkisebb értéket egy hortobágyi szikes mélyedésből származó mintánál mértem (160 grammot), a legmagasabbat pedig egy Marokkói körös közéből begyűjtött mintánál (Újkígyós vége; 2730 gramm). Az átlagos kritikus indítósebesség 10 m/s volt, ez megegyezik a hajdúhátai iszapos vályog textúrájú minták mért értékeivel. Az erodálhatóságban meglévő különbség oka, hogy ezeknek a mintáknak a mechanikai összetétele finomabb, vagyis magasabb az iszap és agyagtartalma, emiatt a szemcsék közötti kohézió is erősebb. Valamennyi minta homoktartalma kevesebb, mint 30%, ugyanakkor két minta kivételével az iszaptartalom 60 % felett van. A 10% alatti homoktartalmú minták legnagyobb sebességen elszenvedett anyagvesztése

nem éri el az 1000 grammot. Az elszállított anyag tömege és a szélsébség közötti kapcsolat az összes minta átlagában exponenciálisnak adódott.

#### 4.4.3. A karcagi mintaterület talajainak erodálhatósági eredményei

Ezeknél a talajoknál magas kritikus indítósebesség és a csatornában elérhető legnagyobb sebesség között a legkisebbre csökkent az a sebesség-intervallum, ahol a szállított anyag mennyiségét mérhettem.

A karcagi mintaterület erősen kötött talajainál igen alacsony erodálhatósági értékeket mértem (42. ábra). Az iszapos vályog textúrájú mintáknál az erodált anyag tömege a legnagyobb sebességfokozaton átlagosan 310 gramm volt; az eróziós folyamat is csak nagy sebességeken, 10 m/s felett indult meg. Az elhordott anyag mennyisége 250-380 gramm között változott (0,±0,15 cm vastag anyag áthelyeződése, ami 2–3%-os talajvesztés a kiindulási tömeghez képest).



42. ábra Az erodálódott anyag tömege és a szélsébség közötti összefüggés a karcagi mintaterület talajmintái esetén (Saját szerkesztés)

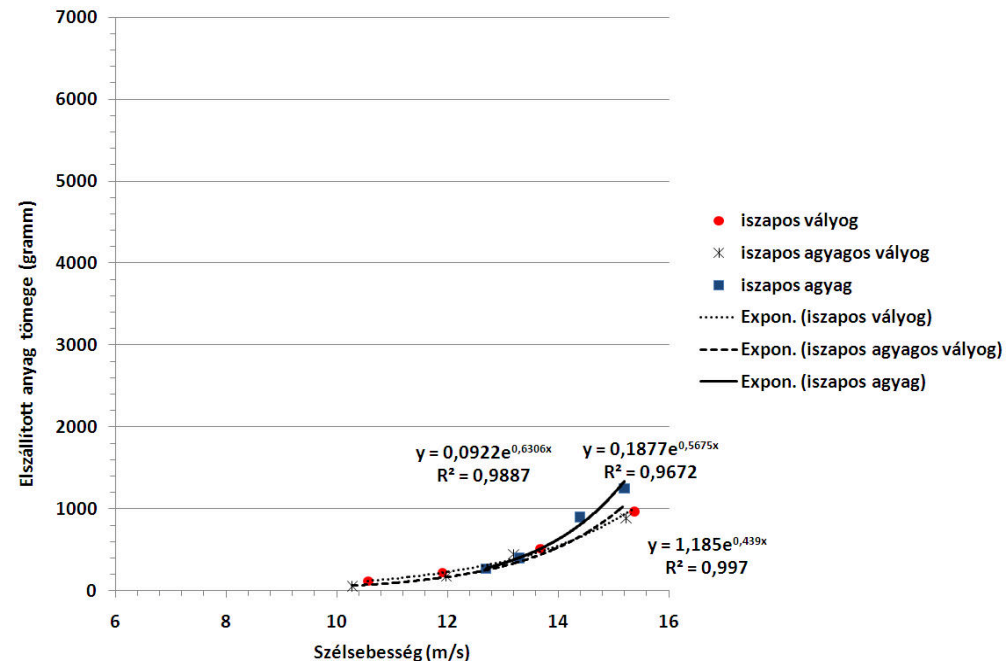
Az iszapos agyagos vályog textúrájú minták legnagyobb sebességfokozaton mért átlagos erodálhatósága 604 gramm volt. Az elhordott anyag mennyisége 280-1170 gramm között változott, ami megfelel 0,±0,5 cm vastagságú anyag elszállítódásának (20% -os veszteség). A minták iszaptartalma egységesen 50%, és az agyagtartalom – egy minta kivételével –

is 35% fölött volt. Ezeknél a mintáknál megfigyelhető az, hogy nem a legtöbb iszapot és agyagot tartalmazó minta szenved el a legnagyobb veszteséget.

A mintaterületen kívüli hasonló mechanikai összetételű talajoknál az iszapos agyagos vályog textúrájú talajok mutattak alacsonyabb erodálhatósági értéket (43. ábra). Az átlagos anyagvesztés 883 gramm volt. A mért értékek 180–90 gramm között szóródtak. Ez megfelel 0,05–0,75 cm vastagságú anyag áthelyeződésének (1–15%-os veszteség).

Az iszapos vályog textúrájú talajok átlagos erodálhatósága 1000 gramm, a mért értékek 350–490 gramm között szóródtak. Ez megfelel 0,15–0,7 cm vastagságú anyag áthelyeződésének (3–14%-os veszteség) Ezekre a talajokra is jellemző az, hogy csak magas szélességeken indulnak mozgásba (10,25 m/s) és akkor is viszonylag kis tömegű anyag hordódik el.

Az iszapos agyag textúrájú talaj legnagyobb szélességen mért erodálhatósága 1250 gramm volt (ez megfelel 0,6 cm vastagságú anyag áthelyeződésének, ami 12%-os veszteséget jelent a indulási tömeghez képest). Az eredményt árnyalja, hogy ebbe a csoportba csak egy talajminta tartozik.

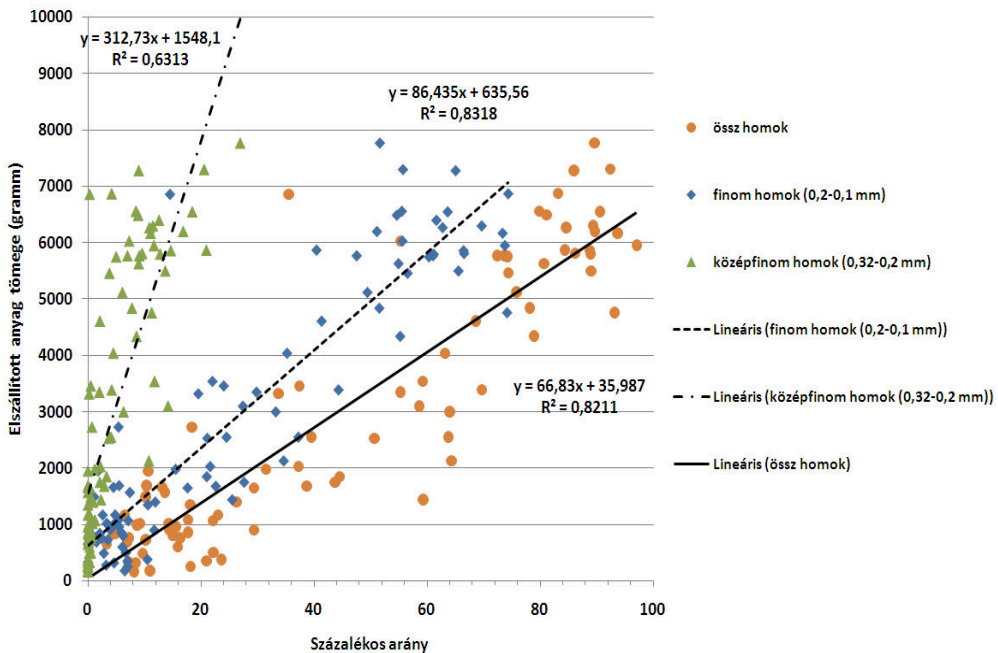


43. ábra Az erodálódott anyag tömege és a szélesség közötti összefüggés a karcagi mintaterületen kívülről begyűjtött talajminták esetén Saját szerkesztés)

#### 4.5. A mechanikai összetétel és az erodálhatóság, valamint a humusztartalom és erodálhatóság közötti összefüggések

A kapott erodálhatósági adatok valamint a mechanikai összetétel alapján összefüggéseket kerestem arra vonatkozóan, hogy egyrészt a különböző textúrájú talajoknál a mechanikai összetétel mennyire befolyásolja az erodálhatóságot, másrészt pedig a különböző textúrájú talajoknál hogyan változik, vagy változik-e egyáltalán a legerodálhatóbb frakciók szemcse nagysága (átmérője)?

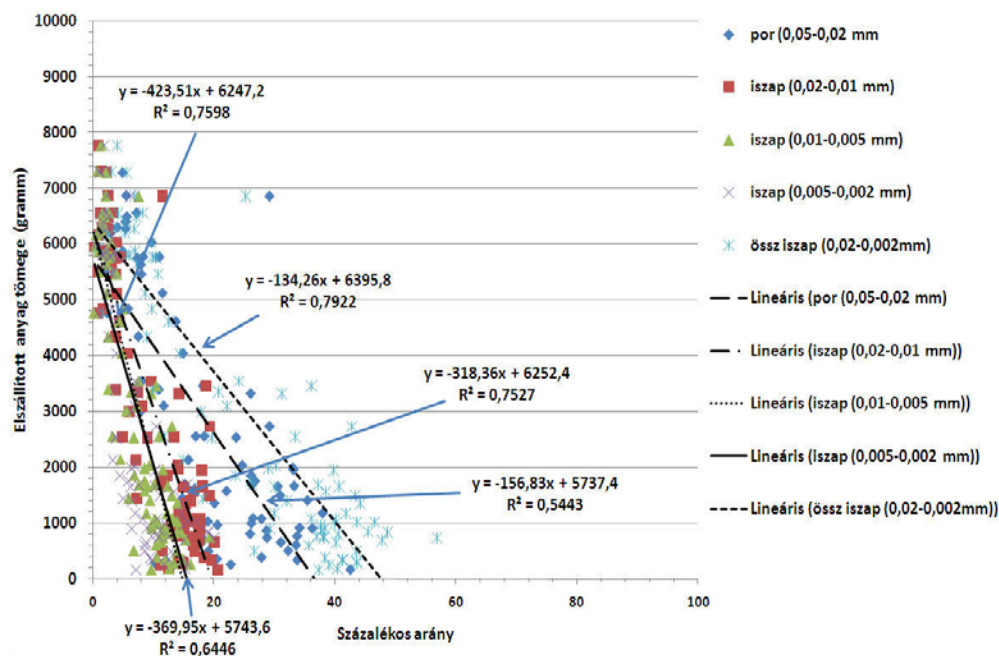
Az összes mintát (mechanikai összetételtől függetlenül) figyelembe véve az erodált anyag tömegével a homoktartalom mutatta a legerősebb kapcsolatot ( $R^2=0,82$ ). Ha a homoktartalmat differenciáltan elemezzük (44. ábra), akkor a legerősebb kapcsolat a finom homok ( $R^2=0,83$ ), valamint a 0,32–0,2 mm átmérőjű középfinom homokkal ( $R^2=0,63$ ) mutatható ki. Gyakorlatilag azt mondhatjuk, hogy minél durvább a homokfrakció, annál kisebb hatást gyakorol az erodálhatóságra. Ez evidensnek mondható, mivel a szemcse nagyság és a szélsébség között szoros összefüggés van: minél nagyobb a szemcse átmérője (és fajsúlya) annál nagyobb sebességű szél szükséges a mozgásba lendüléshez.



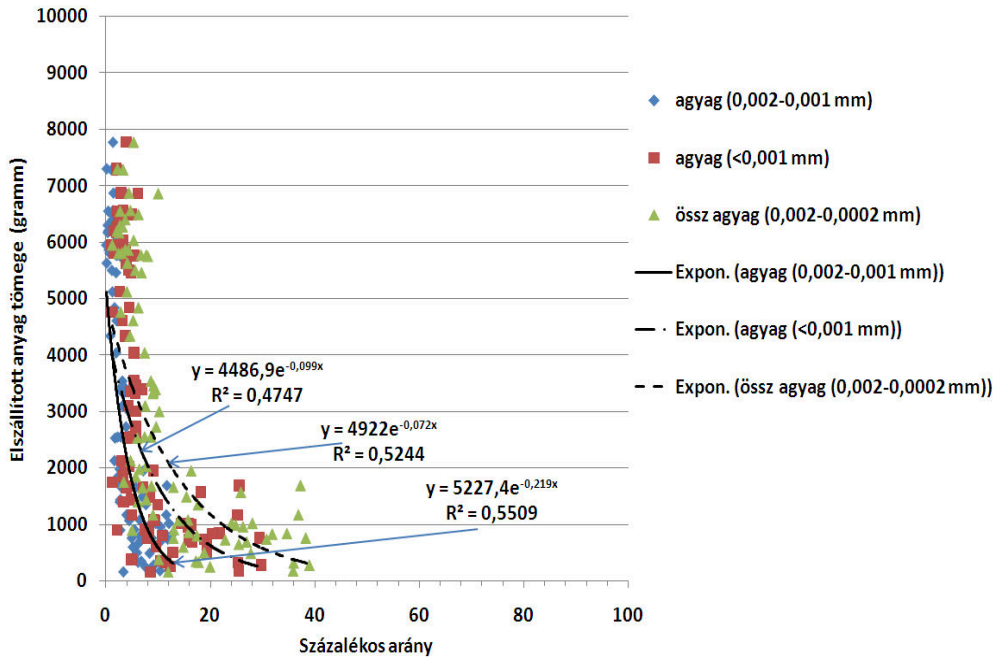
44. ábra Az erodált anyag mennyisége és a homokfrakciók százalékos megoszlása közötti összefüggések (Saját szerkesztés)

Az iszaptartalom és az erodált anyag tömege közötti korrelációs együttható értéke 0,79 (45. ábra), vagyis még itt is szorosnak mondható az összefüggés. A két tényező közötti kapcsolat negatív lineáris, vagyis az iszaptartalom növekedése az erodált anyag tömegének a csökkenését okozza. Ennek oka, hogy a kisméretű iszapszemcsék erősebben tapadnak egymáshoz, és ezt a kohéziós erőt a szél már nehezebben győzi le, mint a homok esetében; másrészt pedig az iszapszemcsék könnyebben képeznek aggregátumokat, amelyeket már szintén nehezen mozdít meg a szél. A legerősebb kapcsolat a 0,02–0,01 mm és a 0,01–0,005 mm átmérőjű iszap esetében mutatható ki (mindkét esetben  $R^2=0,75$ ), majd sorrendileg ezt a 0,005–0,002 mm átmérőjű iszap ( $R^2=0,64$ ), majd a por ( $R^2=0,54$ ) követi.

Az agyagtartalom és az erodált anyag tömege között exponenciális kapcsolatot mutattam ki (46. ábra). Ez azt jelenti, hogy egy bizonyos agyagtartalom elérése után az erodált anyag mennyisége hirtelen csökken le. Az agyagtartalom és a szélerezio csökkenése közötti összefüggésnek ugyanaz a magyarázata mint az iszap esetében, vagyis a kisméretű agyagszemcsék között nagy a kohéziós erő, amit a szél nehezen tud leküzdeni.



45. ábra Az erodált anyag mennyisége és az iszapfrakciók százalékos megoszlása közötti összefüggések (Saját szerkesztés)



46. ábra Az erodált anyag mennyisége és az agyagfrakciók százalékos megoszlása közötti összefüggések (Saját szerkesztés)

Ha az egyes talajtextúra-osztályok mechanikai összetétele és az erodált anyag tömege közötti kapcsolatot vizsgáljuk, akkor a következő megállapításokat tehetjük:

Mindjárt az elején leszögezhetjük, hogy ha a különböző szemcsefrakciókat, tehát a homokot, az iszapot és az agyagot összességében korreláltattuk az erodált anyag tömegéhez, akkor nem tudtunk szoros összefüggést kimutatni. Éppen ezért minden frakciót lebontottunk részfrakciókra és a korrelációt ilyen módon végeztük el.

Homok textúrájú talajok esetében a legerősebb kapcsolatot a középfinom homok frakcióval sikerült kimutatni, mindemellett meglepő módon a finom homok növekedése a vizsgált mintáknál az erodált anyag mennyiségének csökkenését okozta. Ez azért érdekes, mert a szakirodalom szerint a legerodálhatóbb frakció a 0,12 mm közötti finomhomok. A 0,32–0,2 mm átmérőjű közepszemű homok az erodált anyag tömege közötti korrelációs együttható értéke 0,69, a frakció aránya a mintákban 17,20,6 %. A többi frakciónak nincs kimutatható hatása az erózióra. Ennek okát abban kell keresni, hogy az USDA beosztása szerint homoktalajnak az számít, amelynek a mechanikai összetételben a homok aránya meghaladja a 85%-ot. A fennmaradó 15%-on osztozik az iszap és az agyag, azonban ilyen kis arányban ezek legfeljebb csak kis mértékben módosítják az erózió nagyságát.

Vályogos homok textúrájú talajoknál a legszorosabb kapcsolatot az iszap frakció mutatta ( $R^2=0,42$ ), ezen belül pedig a 0,02–0,01 mm átmérőjű iszap ( $R^2=0,55$ ), melynek előfordulási aránya 23,9%. A kapcsolat jellege negatív lineáris, vagyis minél magasabb az iszapfrakció aránya, annál kisebb lesz az elhordott anyag tömege. Az iszaptartalom aránya a mintákban 10,7–20,2 % között változott. A homoktartalom és az erodált anyag között szorosabb összefüggést nem sikerült kimutatni, legfeljebb trendjelleggel lehet elmondani, hogy a finom és a 0,630,32 mm átmérőjű középfinom homok mennyisége növeli az erózió veszélyét, míg a nagyon finom homoké és a 0,32–0,2 mm átmérőjű középfinom homoké pedig inkább csökkenti.

Homokos vályog textúrájú talajmintáknál nem tudtam kapcsolatot kimutatni egyik főfrakcióval sem. A homok frakció differenciálásával a finom homokkal kimutatható korrelációs együttható értéke 0,74, vagyis ez már szorosabb kapcsolatot mutat az erózióval. A finom homok mennyisége a mintákban 21–61 % között változott. Ezen kívül a 0,02–0,01 mm átmérőjű iszap ( $R^2=0,48$ ), a 0,020,05 mm átmérőjű por ( $R^2=0,43$ ) valamint a 0,1–0,05 mm ( $R^2=0,40$ ) átmérőjű nagyon finom homok van hatással az erodált anyag mennyiségére. Az finomhomok növeli, míg a por, az iszap és a nagyon finom homok csökkenti az erodált anyag mennyiségét.

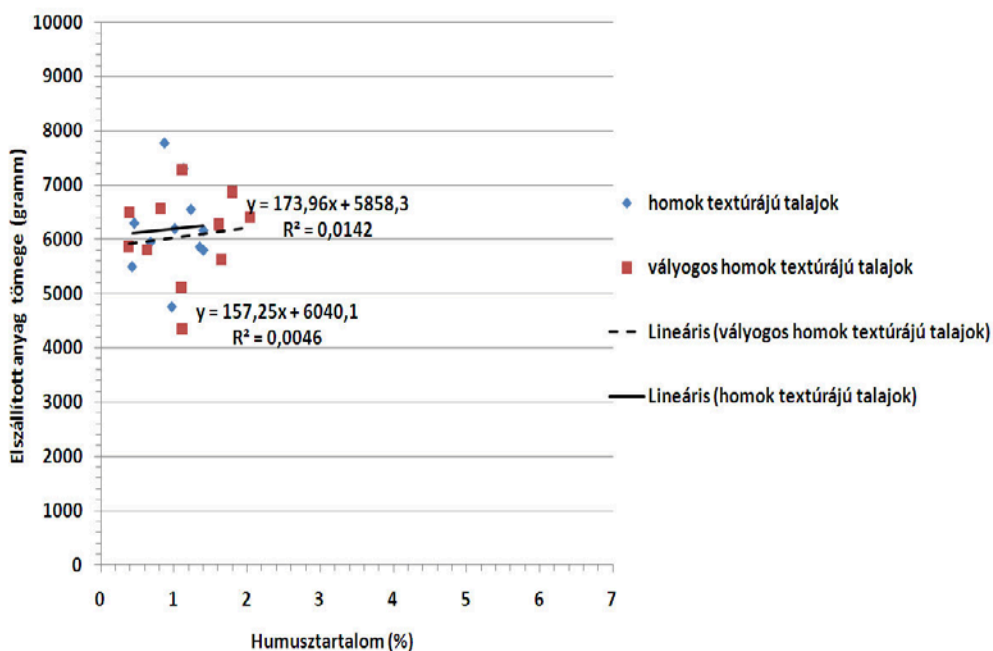
Az iszapos vályog textúrájú talajoknál nem sikerült egyértelmű kapcsolatot találni egyik szemcsefrakcióval sem. Talán még a finom homok ( $R^2=0,41$ ) aránya szabja meg leginkább az erodált anyag mennyiségét. Összességében a homoktartalom inkább növeli, míg az iszap- és az agyagtartalom pedig csökkenti az erodált anyag mennyiségét.

Az iszapos agyagos vályog textúrájú talajmintáknál a legerősebb kapcsolatot a 0,2–0,1 mm átmérőjű finom homok mutatta (ez összhangban van a szakirodalommal), amely 6,5 % -os arányban fordul elő. A korrelációs együttható értéke 0,35, vagyis igen kicsi, de a többi szemcsealkotó esetében még ilyen „erősségű” kapcsolatot sem lehetett kimutatni.

Összességében tehát az mondható el, hogy az adatok alapján leginkább a homok és a homokos vályog textúrájú talajoknál lehet kapcsolatot kimutatni a mechanikai összetétel és az erodált anyag mennyisége között.

Ezután kapcsolatot kerestem az egyes textúra-osztályoknál mért erodálhatósági értékek és a humusztartalom között.

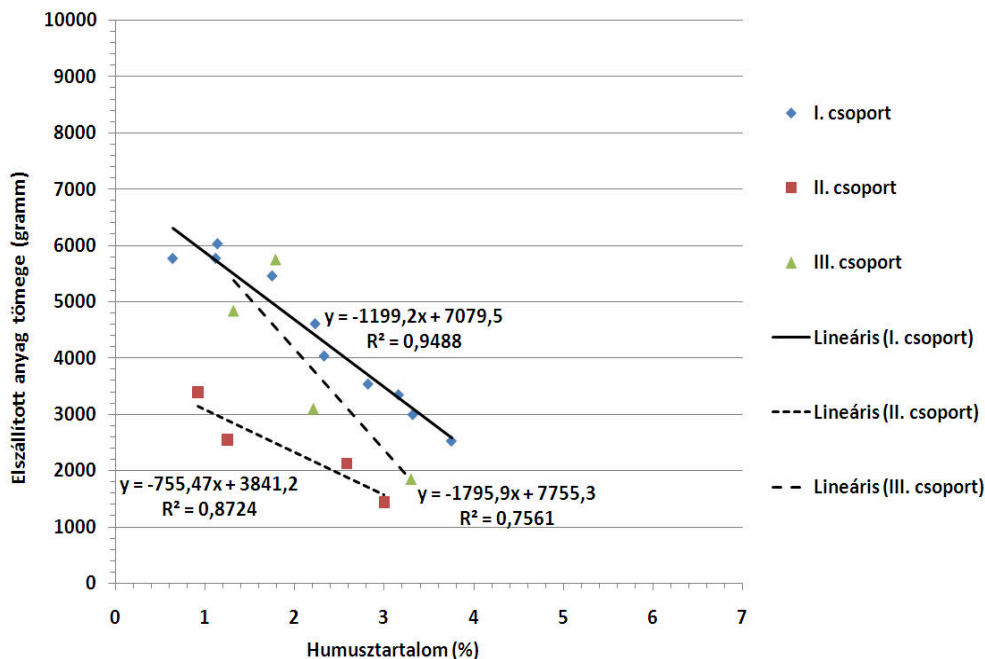
A homok és a vályogos homok textúrájú talajok erodálhatósága és a humusztartalom között nem találtam szoros összefüggést (47. ábra). Ennek magyarázatát abban kereshetjük, hogy a humuszmolekulák a nagyméretű homokszemcsék felszínén nem tudnak megkötődni, emiatt a homoktextúrájú talajok humusztartalma túl kicsi ahhoz, hogy az erodálhatóságot befolyásolni tudja.



47. ábra A humusztartalom és az erodált anyag mennyisége közötti kapcsolat homok és válygos homok textúrájú talajoknál (Saját szerkesztés)

Homokos vályog textúrájú talajoknál a korrelációs kapcsolat erőssége alapján három csoportot hoztam létre. Az első csoport esetében a korrelációs együttható értéke 0,94, a második csoportban 0,87, a harmadikban pedig 0,75 (48. ábra). Mindhárom csoportnál a humusztartalom növekedése az erodált anyag tömegének csökkenését eredményezte. Ez magas homoktartalmú talajok esetében szokatlannak mondható, hiszen a szakirodalmi megállapítások szerint a magas humusztartalom homoktalajok esetén (ha azok száraz állapotban vannak) növeli a széleróziót, mivel a humusznak kicsi a térfogattömege, ezáltal a szél könnyen elszállítja.

Az I. csoportnál a humusztartalom és az erodált anyag tömege közötti negatív kapcsolatot az okozza, hogy a humusztartalom értéke leginkább az iszaptartalommal (különösen a 0,01–0,005 mm átmérőjű frakcióval) mutat (pozitív) kapcsolatot ( $R^2=0,79$ ), tehát az iszaptartalom növekedése hatással van a humusztartalom növekedésére is, ezáltal pedig a humusztartalom növekedése is az erodált anyag mennyiségének növekedése ellen hat. Így itt inkább az iszaptartalom erősebb hatását kell feltételezni, mintsem hogy a humusz önmagában játszana szerepet az erózió csökkenésében. Ezt támasztja alá az is, hogy ennél a csoportnál az erodált anyag tömegének nagyságában a 0,01–0,005 mm átmérőjű iszapfrakciónak is nagy szerepe van ( $R^2=0,82$ ).

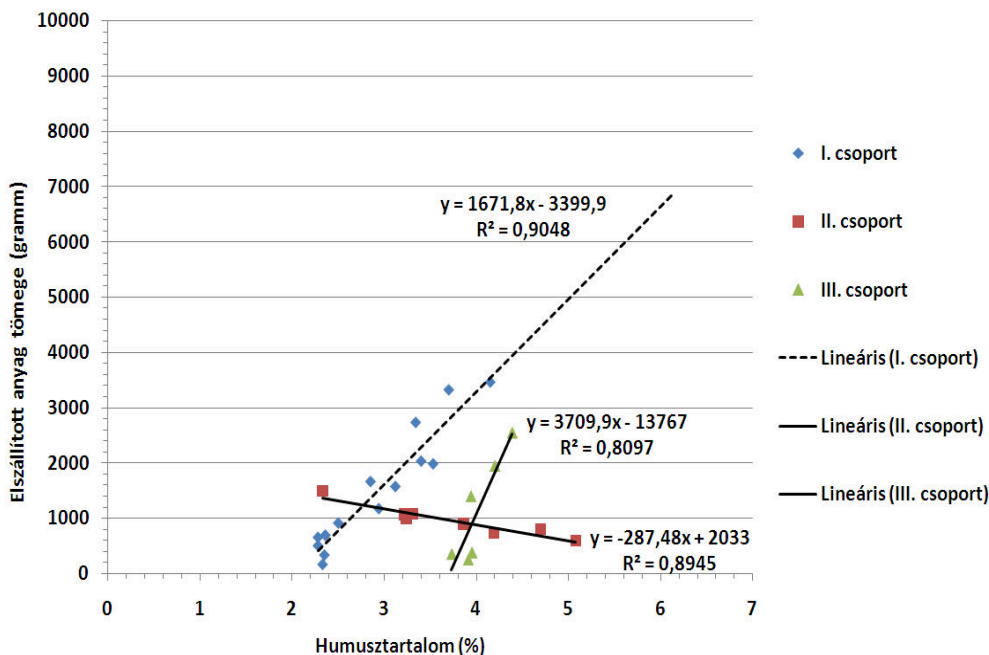


48. ábra A humusztartalom és az erodált anyag mennyisége közötti kapcsolat homokos vályog textúrájú talajoknál (Saját szerkesztés)

A II. csoportnál is negatív lineáris tendencia mutatható ki a humusztartalom és az erodált anyag mennyiségének változása között ( $R^2=0,87$ ). Ennek a magyarázata ugyanaz, mint fentebb: a humusztartalom itt is leginkább a 0,01–0,005 mm átmérőjű iszappal korreláltatható ( $R^2=0,96$ ), és az erodált anyag mennyiségének a csökkenését is ez a frakció határozza meg.

A III. csoportnál az erodált anyag mennyiségének csökkenését a 0,02–0,01 ( $R^2=0,84$ ) mm átmérőjű iszapfrakció határozza meg. A humusztartalom a 0,02–0,01 mm átmérőjű iszappal korreláltatható ( $R^2=0,96$ ).

Az iszapos vályog textúrájú talajoknál három csoportot tudunk elkülöníteni a humusz és az erodált anyag tömege közötti kapcsolat alapján (49. ábra). Az I. csoportnál mind az erodált anyag tömege ( $R^2=0,66$ ), mind a humusztartalom ( $R^2=0,7$ ) a finom homok mennyiségétől függ. Mindkét esetben a kapcsolat pozitív lineáris, vagyis a finom homok mennyiségének növekedésével az erodált anyag tömege és a humusztartalom is növekszik, így a humusztartalom közvetve hat az erodálhatóságra.



49. ábra Az erodált anyag tömege és a humusztartalom közötti kapcsolat iszapos vályog textúrájú talajoknál (Saját szerkesztés)

A II. csoport esetében az erodálhatóság és a humusztartalom között szoros kapcsolat mutatható ki ( $R^2=0,89$ ), negatív lineáris tendenciával. Ugyanakkor nem sikerült kapcsolatot kimutatni az erodálhatóság és a mechanikai összetétel, valamint a mechanikai összetétel és a humusztartalom között.

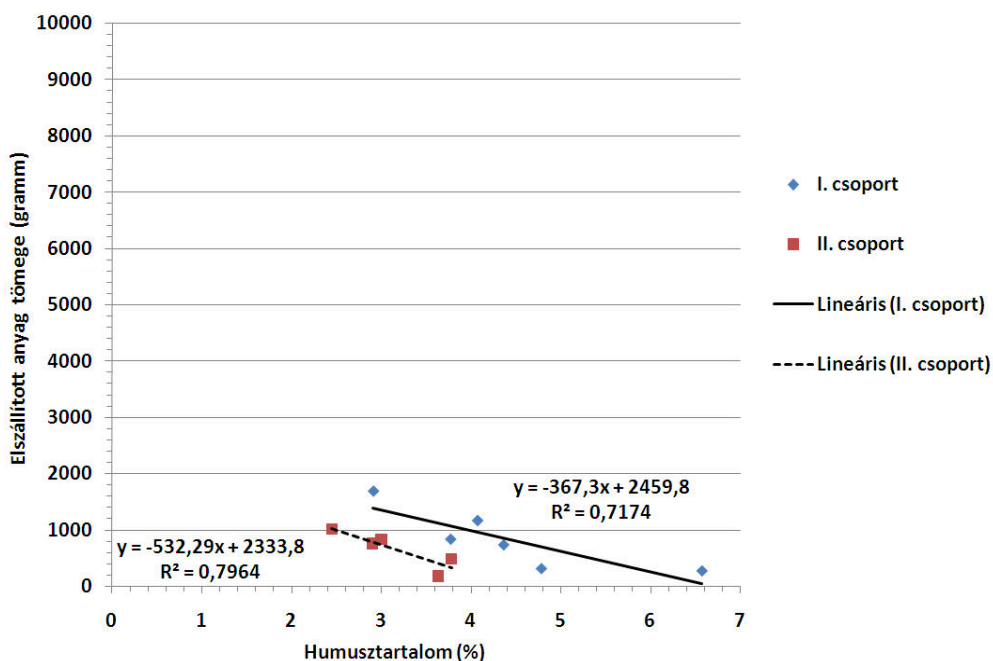
A III. csoport esetében a humusztartalom az erodált anyag tömegének növekedését okozza. Az erodálhatóság mértéke és a humusztartalom mennyisége a nagyon finom homok mennyiségétől függ ( $R^2=0,5$ ). A két tényező között negatív kapcsolat áll fenn.

Az iszapos agyagos vályog textúrájú talajok esetében a humusztartalom és az erodálódott anyag tömege között negatív lineáris kapcsolatot mutattam ki. Ebbe a csoportba tartozó mintákat a kapcsolat erőssége még két alcsoportra bontottam (50. ábra).

Az I. csoport esetében a humusztartalom és az erodálódott anyag tömege közötti korrelációs kapcsolat értéke 0,79 volt. A humusztartalom a por és a 0,001–0,002 mm átmérőjű agyagszemcsékkel korrelál tatható ( $R^2=0,76$  és 0,70), közöttük negatív lineáris kapcsolat áll fenn, vagyis minél több van az előbb említett frakciókból, annál kisebb a humusztartalom. Ezzel magyarázható a humusztartalom és az erodálhatóság közötti negatív kapcsolat is: nem önmagában a humusztartalom csökkenti le a talajelhordást, hanem köz-

vetetten az agyagszemcsék talajszemcsék közötti kohéziót növelő hatása mutatkozik meg.

Az erodálódott anyag és a szemcseösszetétel kapcsolatát elemezve megállapítható, hogy a két tényező között nem mutatható ki szoros kapcsolat.



50. ábra A humusztartalom és az erodált anyag tömege közötti kapcsolat iszapos agyagos vályog textúrájú talajoknál (Saját szerkesztés)

A II. csoportnál a humusztartalom és az erodálódott anyag tömege közötti kapcsolat korrelációs együtthatója 0,71 volt, azonban a mechanikai összetétel és a humusztartalom között nem találtam kapcsolatot.

#### 4.6. Az erodálhatóság területi megoszlása

A szélcsatornában végzett kísérletek átlageredményei alapján meghatároztam az egyes textúra-osztályokba tartozó talajok kritikus indítósebességét, valamint a különböző szélesebbségen szállított talaj mennyiségét. A létrehozott adatbázisok egyértelműen jelzik a talajok erodálhatóságának mértékében mutatkozó jelentős eltéréseket.

A mérések átlageredményeit tartalmazó adatbázisok és az **Agrotopo** adatbázis lehetőséget nyújtanak arra, hogy térinformatikai szoftver segítségével elkészítsünk egy olyan új adatbázist, amely a mintaterületek talajainak potenciális erodálhatóságát tartalmazza. Az adatbázisok összekapcsolhatóságának érdekében, a meghatározott kritériumok alapján, a mérési átlagered-

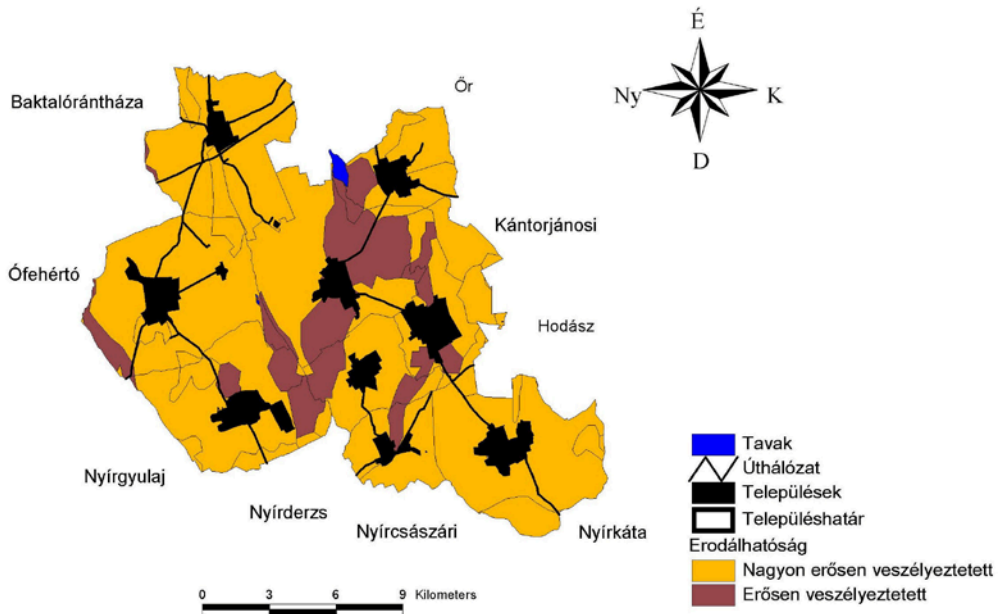
ményeket kategóriákba soroltam. A fentiek alapján megállapíthatjuk, hogy a száraz talajok szél által történő erodálhatóságának mértéke elsősorban a szemcseösszetételüktől függ. Az azonos textúra-osztályba tartozó talajok erodálhatóságának eltérései elsősorban az egyes szemcsetartományok részarányainak különbségéből, továbbá a humusz- és  $\text{CaCO}_3$ -tartalom eltéréséből adódnak. A kategóriaosztályok meghatározása után lehetőség nyílt az adatbázisok összekapcsolására. Az új adatbázisban az egyes textúra-osztályok mellett az erodálhatósági kategóriák is megtalálhatók. A mintaterületeket az erodálhatósági kategóriák alapján az alábbi veszélyeztetettségi területekre bontjuk:

- *Nagyon erősen veszélyeztetett* (a szélcsatorna legmagasabb sebességfokozatán öt perc alatt mért talajveszteség meghaladta a 3200 g-ot)
- *Erősen veszélyeztetett* (a szélcsatorna legmagasabb sebességfokozatán öt perc alatt mért talajveszteség 1500–3200 g között változott)
- *Közepesen veszélyeztetett* (a szélcsatorna legmagasabb sebességfokozatán öt perc alatt mért talajveszteség 1000–1500 g között változott)
- *Gyengén veszélyeztetett* (a szélcsatorna legmagasabb sebességfokozatán öt perc alatt mért talajveszteség 500–1000 g között változott)
- *Kevésbé, vagy nem veszélyeztetett* (a szélcsatorna legmagasabb sebességfokozatán öt perc alatt mért talajveszteség nem haladta meg az 500 g-ot)

A nyírségi mintaterületen a talajtani adottságok és a szélcsatornában mért erodálhatósági adatok figyelembevételével erősen és nagyon erősen veszélyeztetett területeket különítettem el (51. ábra). Ennek oka, hogy itt (ahogy az már a mintaterületek bemutatásánál kiderült) főként homoktalajokkal, illetve ezek különböző változataival találkozhatunk. Ugyanakkor fontosnak tartom megjegyezni, hogy a rendelkezésünkre álló 100 000-es méretarányú térkép a mikrogeomorfológiai adottságok miatt kialakult talajtani különbségeket nem tudja ábrázolni. Emiatt a kisebb deflációs laposokban és mélyedésekben kialakult kötöttebb, vízhatás alatt álló áthalmazott talajok kisebb széléróziós érzékenysége sem ábrázolható. Nagyobb méretű (és így térképen is bemutatható) homokos vályog foltok jelentkeznek Kántorjánosi és Őr között, Kántorjánosi és Nyírgyulaj között egy szélesebb sávban, illetve Hodász–Nyírcsászári között. Ezeket a területeket az erősen veszélyeztetett kategóriába soroltam

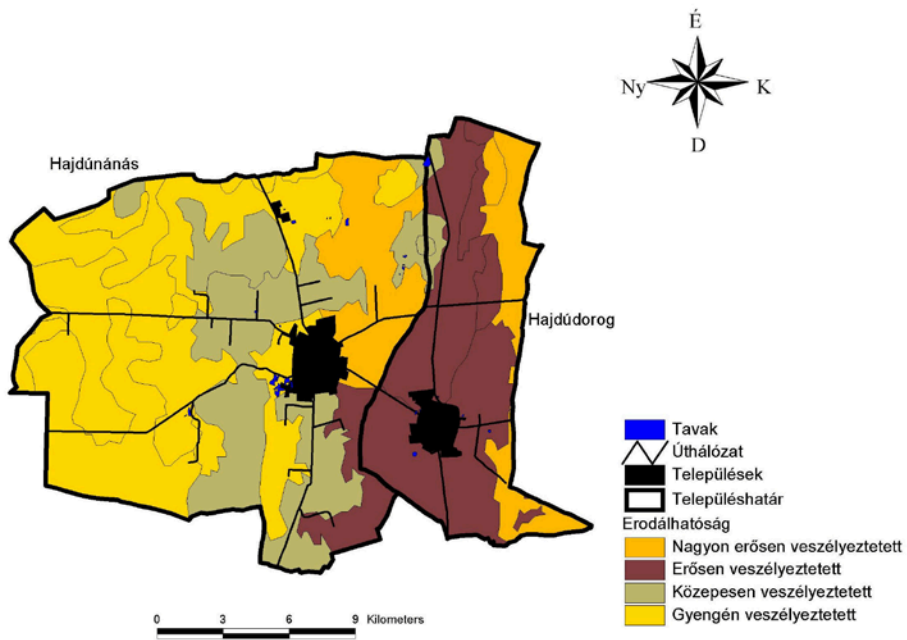
A hajdúháti mintaterületen a legváltozatosabbak az erodálhatósági viszonyok. Ez a változatos geomorfológiai, és az ebből következő talajtani sokszínűségnek köszönhető. A mért adatok alapján a talajokat négy kategóriába soroltam be. A veszélyeztetett és a nem veszélyeztetett területek nagyjából

60:40 arányban oszlanak meg a területen. A nagyon erősen veszélyeztetett kategóriába tartoznak a homok, homokos vályog textúrájú talajminták és néhány iszapos vályog textúrájú talaj is. Ezek a területek a Nyírséggel határos peremzónában helyezkednek el. Az erősen veszélyeztetett kategóriába iszapos vályog textúrájú talajok tartoznak, amelyek már a Hajdúháton, löszös alapközetben jöttek létre. A közepesen és gyengén veszélyeztetett talajok mind iszapos vályog textúrájúak. Ezek a területek a Hajdúhát–Hortobágy határt területén és a Hortobágyon találhatóak. Az egyes területek közötti átmenet a mintaterület szélérozíziós térképén is jól látható (52. ábra).

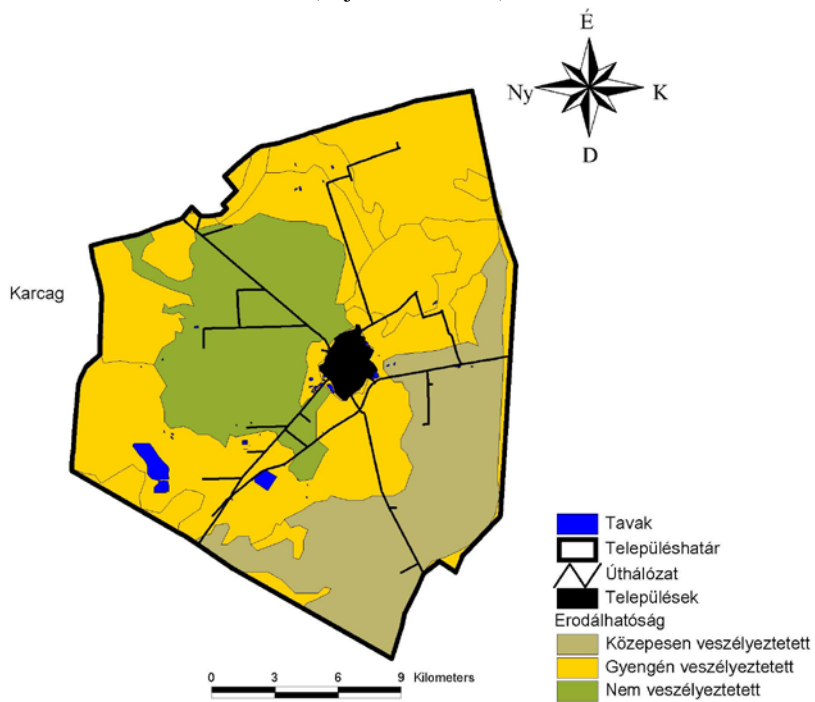


51. ábra A nyírségi mintaterület talajtextúráján alapuló erodálhatósági térképe (Saját szerkesztés)

A karcagi mintaterületen a mérési eredmények alapján a talajokat három csoportba soroltam. A közepesen veszélyeztetett csoportba iszapos agyagos vályog talajok tartoznak, melyek a település déli részén helyezkednek el. A gyengén veszélyeztetett csoportba iszapos agyagos vályog és iszapos vályog textúrájú talajok tartoznak. A nem veszélyeztetett csoportba iszapos vályog textúrájú talajokat soroltunk be. Az utóbbi két csoportba tartozó talajok a település és a Hortobágy–Berettyó között, valamint a település nyugati és északi szegélyén találhatóak. (53. ábra) Összességében a mintaterület 75%-át nem veszélyezteti a szélérozízió. Az egyes mintaterületek talajtextúráján alapuló szélérozízió-veszélyeztetettség adatait a 4. táblázatban mutatom be.



52. ábra A hajdúhíti mintaterület talajtextúrán alapuló erodálhatósági térképe (Saját szerkesztés)



53. ábra A karcagi mintaterület talajtextúrán alapuló erodálhatósági térképe (Saját szerkesztés)

4. táblázat A három mintaterület szélerózió-veszélyeztetettségi kategóriáinak megoszlása a talajtextúra alapján (Zárójelben az egyes kategóriák előfordulásának százalékos aránya)

<b>Erodálhatósági kategóriák</b>	<b>nyírségi mintaterület (km<sup>2</sup>)</b>	<b>hajdúháti mintaterület (km<sup>2</sup>)</b>	<b>karcagi mintaterület (km<sup>2</sup>)</b>
Nagyon erősen veszélyeztetett	227,3 (84,6%)	54,2 (15,1%)	-
Erősen veszélyeztetett	41,5 (15,6%)	87,1 (24,2%)	-
Közepesen veszélyeztetett	-	79,9 (22,2%)	87,9 (22,8 %)
Gyengén veszélyeztetett	-	138,8 (38,5%)	219,2 (56,9 %)
Kevésbé vagy nem veszélyeztetett	-		78,0 (20,2 %)

A következő lépésben a talajtextúra-osztályok és területhasználati adottságok együttes figyelembevételével elkészítettem a mintaterületek szélerózió-veszélyeztetettségi térképét. Ennek során csak azokat a területeket vettem figyelembe, amelyek olyan mezőgazdasági művelés alatt állnak (szántóföldek, kertsek, gyümölcsösök) amelynek során a feltalaj bolygatásra kerül, valamint a degradált gyepeket, mivel ezeket (ha legelőként használják) az állati taposás felszaggathatja, aminek következtében felszínre kerül a talaj. Ekkor (a már csupasszá vált felszínről) a szél hatására mozgásba lendülő talajszemcsék abraszív hatása – a folyamatban lévő állati taposással együtt - tovább növeli a terület felszabdálódását, melynek a eredménye a növénytakaró teljes eltűnése és a talaj felső rétegének felszínre kerülése lehet. A felszínre került talaj gyorsabban kiszárad, ezáltal a szél a továbbiakban már könnyebben elszállíthatja a finomabb szemcséket, valamint a humuszt is. Végeredményben bekövetkezhet a terület teljes ökológiai degradációja. Megjegyzendő, hogy ez elsősorban homokterületeken érvényesül, de például a Hortobágyon is megfigyelhető ez a jelenség akkor, amikor a nyílt szikpadka felszínekről a kovaporral kevert humuszos réteget a megfelelően erős szelek mozgásba lendítik, és nagy távolságokra elszállítják.

A térképkészítés során mind a mechanikai összetételen alapuló széleróziós, mind pedig a mintaterületek területhasználati térképéből raszteres állományokat készítettem. A területhasználati térképek raszteres állományait újraosztályoztam oly módon, hogy a szélerózió szempontjából veszélyeztetettnek ítélt területeket 1-sel, a veszélyeztetettnek nem ítélt területeket pedig 0-val pontoztam. Az így kapott újraosztályozott térképet összesoroztam a terület talajtextúráján alapuló széleróziós térképének raszteres állományával, majd a kapott térképet visszaalakítottam vektoros állománnyá, és kiszámoltam az egyes szélerózió-veszélyeztetettségi kategóriába tartozó területek nagyságát.

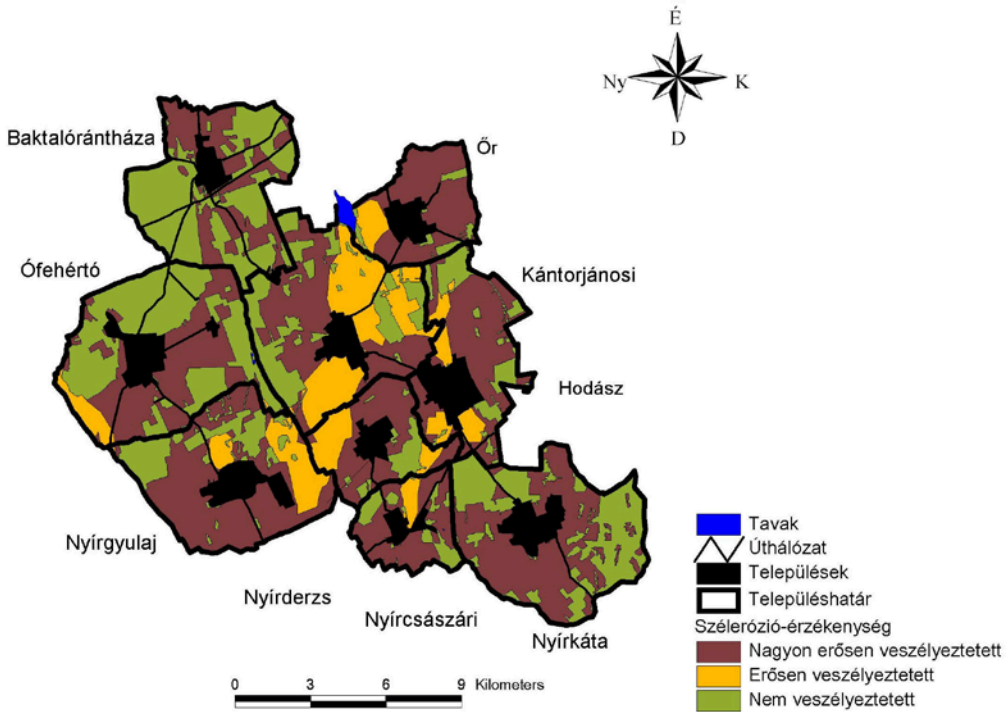
A kapott eredményekkel (5. táblázat) kapcsolatosan a következő megjegyzéseket tehetjük:

5. táblázat A három mintaterület mezőgazdasági területeinek szélerezio-veszélyeztetettségi kategóriának megoszlása (Zárójelben az egyes kategóriák előfordulásának százalékos aránya)

	Nyírségi mintaterület (km <sup>2</sup> )	Hajdúhádi mintaterület (km <sup>2</sup> )	Karcagi mintaterület (km <sup>2</sup> )
Nagyon erősen veszélyeztetett	136,4 (50%)	48,8 (13,6%)	-
Erősen veszélyeztetett	32,7 (12,2%)	76,9 (21,4%)	-
Közepesen veszélyeztetett	-	53,9 (15%)	79,2 (20,6%)
Gyengén veszélyeztetett	-	100,6 (28%)	161,6 (42,04%)
Kevésbé vagy nem veszélyeztetett	-	-	73 (19%)
Nem veszélyeztetett	99,7 (37,8%)	79,8 (22%)	70,5 (18,33%)

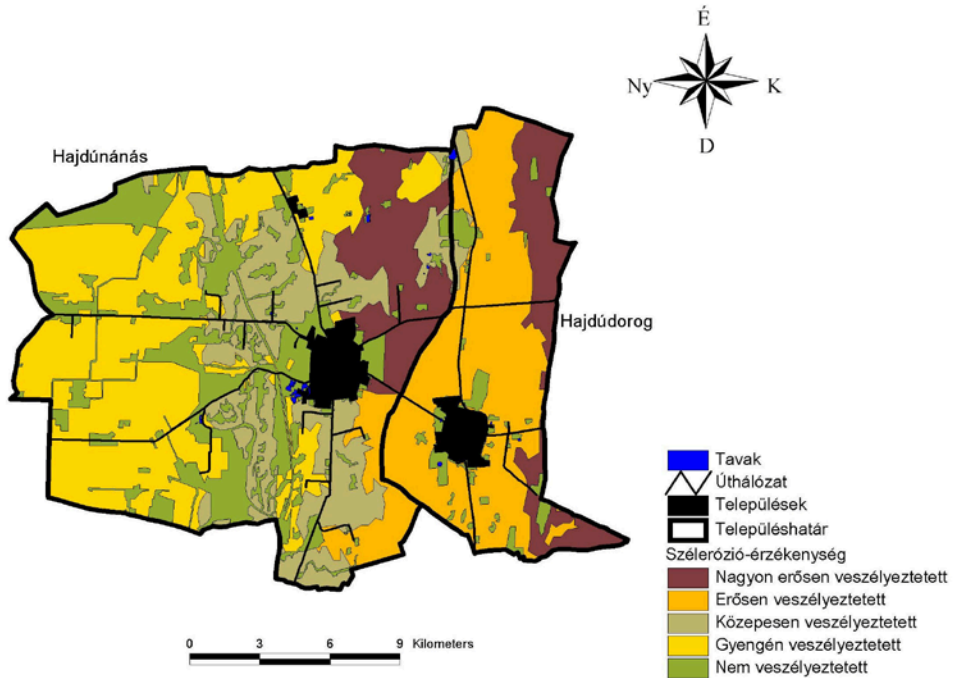
- A területhasználat figyelembevételével a nyírségi mintaterület nagyon erősen veszélyeztetett kategóriába tartozó területeinek a nagysága (a csak talajtani adottságok figyelembevételével elkészített erodálhatósági térkép adataihoz képest; a továbbiakban a kiindulási állapot az egyes mintaterületekre vonatkozó erodálhatósági térkép jelenti) 35%-kal (90 km<sup>2</sup>-rel) csökkent. Az erősen veszélyeztetett kategóriába tartozó területek nagysága már csak 3%-kal csökkent. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy a mintaterületen mintegy 30%-os erdőborítottsági aránnyal számolhatunk, amelynek döntő többsége, mintegy 67%-a lombos erdő ültetvény. Ennél jóval kisebb a beépített területek és a nem degradált gyepek valamint a vízfelületek aránya (54. ábra).
- A hajdúhádi mintaterületen a nagyon erősen és az erősen veszélyeztetett területek nagysága csak igen kis mértékben, néhány százalékkal csökkent (6 illetve 9 km<sup>2</sup>-rel). Ennek elsődleges oka az, hogy azok a területek, amelyek talajtani adottságaik alapján a szélerezio által veszélyeztetett minősülnek, jelentős részben szántóföldként kerülnek hasznosításra. Ezek többsége Hajdúnánás-Hajdúdorog között a Hajdúháton, és részben már a Nyugati-Nyírségben található. Az itt található talajokat pedig a talajtani adottságok alapján is veszélyeztetettnek minősítettük. Ugyanakkor megjelenik mintegy 80 km<sup>2</sup>-nyi nem veszélyeztetett terület, köszönhetően annak, hogy Hajdúnánásnak a Hortobágy felé eső részén jelentős legelőterületek vannak. Ennek oka is elsősorban a talajtani viszonyokban keresendő: értelemszerűen a kedvezőtlenebb adottságú, az év egy részében vízhatás alatt álló, és esetenként különböző mélységekben szikes talajú területeket haszno-

sítják legelőként, míg a jobb szerkezetű, kedvezőbb adottságú és termőképességű talajok pedig szántóként jönnek számításba (55. ábra).

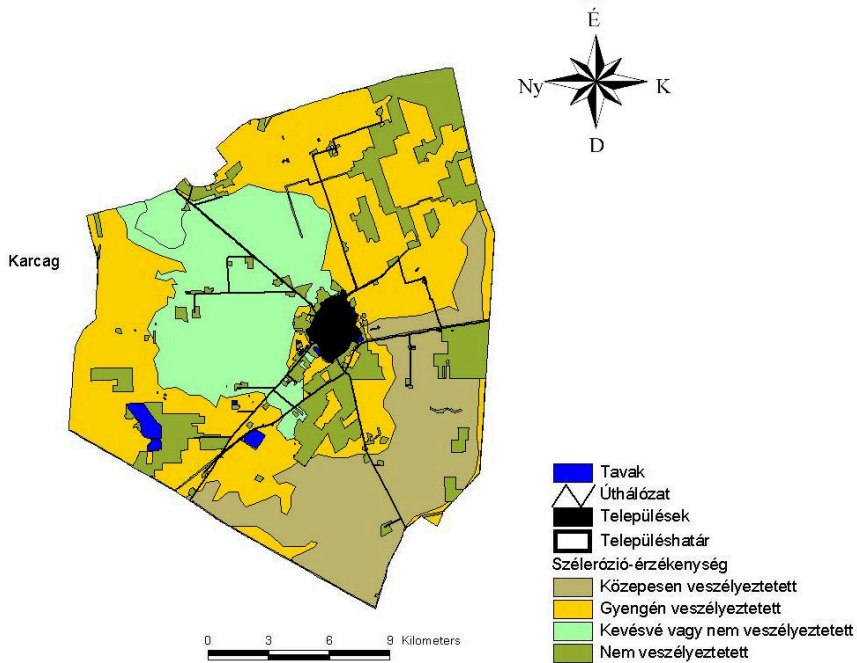


54. ábra A nyírségi mintaterület területhasználattal számolt szélerózió-veszélyeztetettségi térképe (Saját szerkesztés)

- A karcagi mintaterületen jelentősebb változás a gyengén veszélyeztetett kategóriába eső területeknél történt, ahol 14%-os csökkenés következett be. Ennek oka megint csak a talajtani és az ebből következő területhasználati adottságokban keresendő: ezek a területek a Hortobágyal határosan helyezkednek el, ahol a korábbiakban már említett kedvezőtlen talajadottságok legelőterületek és rizsföldek kialakítását tették lehetővé. Ezek pedig a szélerózió szempontjából nem veszélyeztetettek, így a szélerózió-veszélyeztetettségi térképből figyelmen kívül hagyhatók (56. ábra).



55. ábra A hajdúhádi mintaterület területhasználattal számolt szélérőzió-veszélyeztetettségi térképe (Saját szerkesztés)



56. ábra A karcagi mintaterület területhasználattal számolt szélérőzió-veszélyeztetettségi térképe (Saját szerkesztés)

#### 4.7. Az öntözéses vizsgálatok eredményei

Ahogy már korábban említettem, az öntözés lényegesen befolyásolhatja a talajok erodálhatóságát. Vizsgálataim során ennek mértékét kívántam megállapítani. A talajok átnedvesedése az öntözés mértékétől függ. A homoktalajok vízáteresztő képessége és párolgási vesztesége volt a legnagyobb. A kísérletek során az egyes talajok víztartó képességében már vizuálisan is különbségeket lehetett megfigyelni. A 0,5 mm-es csapadéknak megfelelő öntözés alkalmazása során, a harmadik sebességfokozaton (9–9,5 m/s) a homoktalajok felszínén már néhány perc elteltével teljesen száraz foltokat figyeltem meg. Gyakran előfordult az is, hogy a szárazzá vált foltokat a szél megbontotta és anyagelhordás történt. Ez a jelenség kötöttebb talajok esetén is megfigyelhető volt, ott azonban az anyagvesztés annak hatására következett be, hogy a víz hatására a felső–14 mm-es réteg kompakt, cementált egységgé állt össze, és a szél ezeket a (már kiszáradt) kéregdarabokat bontotta meg és az alatta lévő, száraz, nem összetapadt talajszemcséket fújta ki. A magasabb iszap és agyagtartalmú talajoknál még nagyobb öntözési dózisonál is megfigyelhető volt ez a jelenség. Homoktalajoknál nagyobb mennyiségű öntözővíz alkalmazásánál ez azért nem zajlott le, mivel a talajok felszínén a kialakult kéreg és az alatta elhelyezkedő talajréteg nem vált annyira élesen el, a benedvesedett talajréteg sokkal egységesebb szerkezetű volt. Az 5 mm-es öntözés során az egyes talajtípusok között újabb különbségeket vehettünk észre, mivel az egyes talajok vízáteresztő képessége szemmel láthatóan eltérő volt: a homoktalajok gyorsan beszívták a vizet, míg a kötöttebb talajoknál a kísérleteket csak bizonyos idő eltelté után tudtuk elvégezni, mivel meg kellett várnunk, hogy a víz a talajba szivároгjon. A kísérletek során az is megfigyelhető volt, hogy a szétiszapolódás miatt a talajok felszínének szerkezete is átalakult: a finomabb frakciók (iszap, agyag) a talajok felszínén akkumulálódtak.

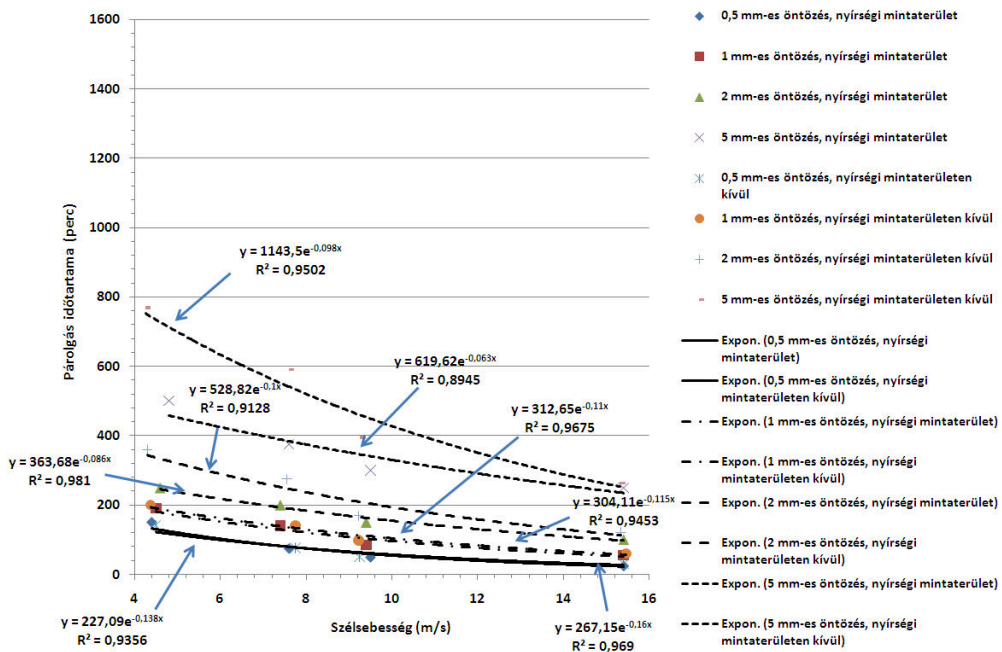
Az egyes csoportokba tartozó minták kísérleti átlageredményeit az 6. táblázatban foglaltam össze. Ebből nyilvánvalóvá válnak egyrészt az öntözés mennyiségének eltéréséből adódó különbségek, másrészt pedig a szélesebbé válásának párolgásnövelő hatása, illetve az egyes talaj-kategóriák különbségei.

6. táblázat A szélesebbesség és a kiszáradási idő átlagértékei a vizsgált talajokon

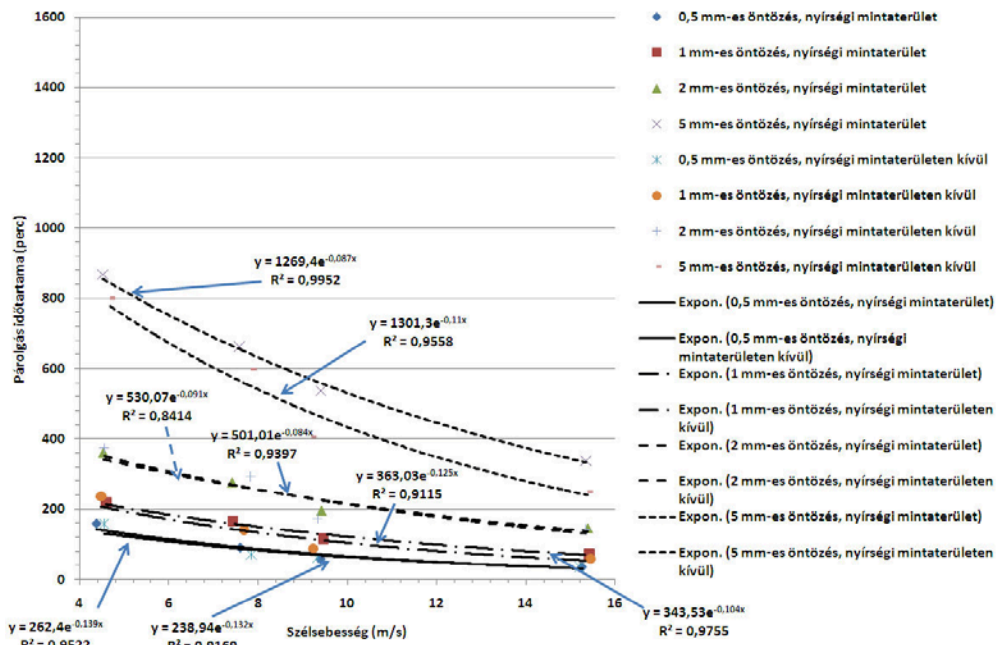
	0,5 mm-es öntözés		1 mm-es öntözés		2 mm-es öntözés		5 mm-es öntözés	
	v (m/s)	t (min)	v (m/s)	t (min)	v (m/s)	t (min)	v (m/s)	t (min)
homok Nyírségi mintaterület	4,4	150	4,5	190	4,6	250	4,8	500
	7,6	75	7,4	140	7,4	200	7,6	375
	9,5	50	9,4	85	9,4	150	9,5	300
	15,4	25	15,4	55	15,4	100	15,4	250
homok Nyírségi mintaterületen kívül	4,5	141	4,4	201	4,3	360	4,3	769
	7,8	76	7,8	141	7,6	274	7,6	590
	9,2	51	9,2	99	9,2	169	9,3	395
	15,4	30	15,5	60	15,3	121	15,3	264
vályogos homok Nyírségi mintaterület	4,4	160	4,6	220	4,5	362	4,5	868
	7,6	90	7,4	165	7,4	276	7,6	663
	9,4	58	9,5	115	9,4	196	9,4	536
	15,3	35	15,4	72	15,4	145	15,3	338
vályogos homok Nyírségi mintaterületen kívül	4,6	158	4,5	236	4,6	374	4,7	801
	7,9	71	7,7	142	7,8	293	7,9	598
	9,3	62	9,2	88	9,3	174	9,2	406
	15,2	36	15,5	58	15,4	142	15,4	250
homokos vályog Nyírségi mintaterület	4,5	132	4,5	190	4,4	348	4,3	770
	7,6	98	7,7	111	7,6	232	7,6	550
	9,4	69	9,4	84	9,4	168	9,5	447
	15,4	33	15,4	56	15,4	122	15,3	315
homokos vályog Nyírségi mintaterületen kívül	4,7	138	4,8	280	4,8	454	4,8	968
	7,6	104	7,8	183	7,9	325	7,8	704
	9,4	72	9,5	127	9,2	241	9,3	542
	15,4	45	15,3	79	15,4	160	15,4	370
homokos vályog hajdúhátai mintaterület	4,9	199	4,9	248	4,8	392	4,9	855
	7,8	140	7,7	175	7,8	309	8,0	743
	9,3	85	9,6	111	9,7	243	9,6	555
	15,5	42	15,4	70	15,5	200	15,4	265
homokos vályog hajdúhátai mintaterületen kívül	4,9	165	4,7	238	4,7	388	4,9	791
	7,9	128	7,8	158	7,8	305	7,6	695
	9,3	75	9,7	103	9,7	228	9,8	538
	15,4	44	15,4	63	15,4	180	15,4	255
Iszapos hajdúhátai mintaterület	4,9	146	4,9	289	4,8	488	4,9	1132
	7,8	88	7,7	158	7,8	268	7,8	817
	9,4	62	9,7	119	9,7	193	9,6	648
	15,4	37	15,4	80	15,5	133	15,6	354



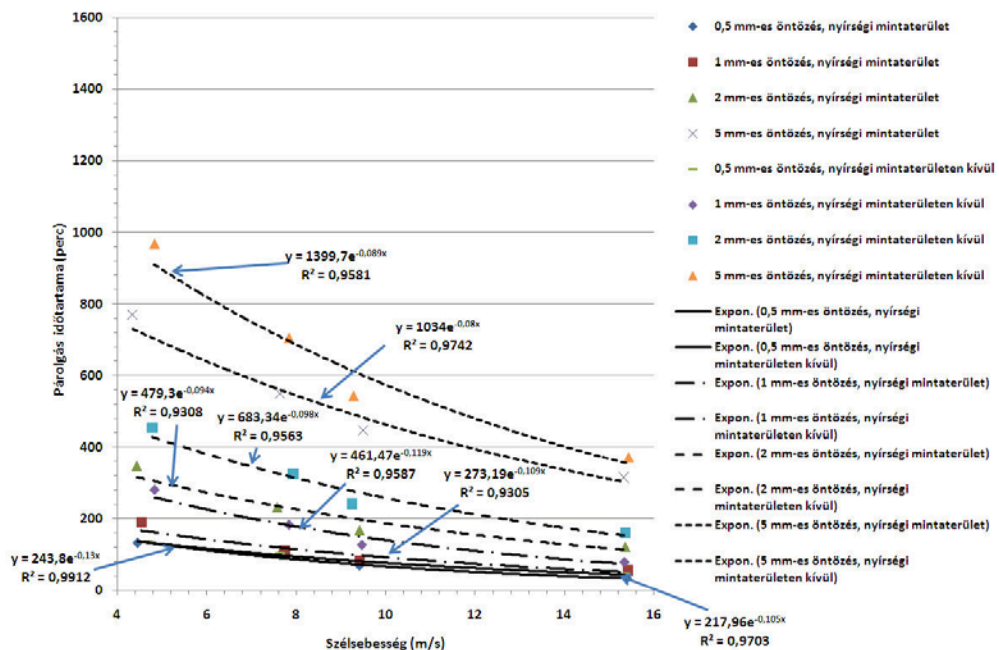
A kísérletek tapasztalatai alapján továbbá azt is elmondhatjuk, hogy a talajfelszín az öntözés vagy az eső hatására, a víz mennyiségétől függően, nemcsak a laza, hanem a kötöttebb talajainkon is aránylag gyorsan átnedvesedik. A nedves talaj kiszáradásának üteme azonban a talaj mechanikai összetételétől függően nagyon változó (56., 57., 58., 59., 60., 61., 62., 63. ábrák). A talaj kiszáradását a vízvisszatartó képessége befolyásolja. A vízvisszatartó képesség egyrészt a víz lefele irányuló mozgását lassítja, másrészt a párolgás csökkentését idézi elő. A víz lefelé irányuló mozgását a talaj víznyelő és a vízáteresztő képessége szabja meg, melyeknek a szemcseösszetétellel való összefüggése közismert.



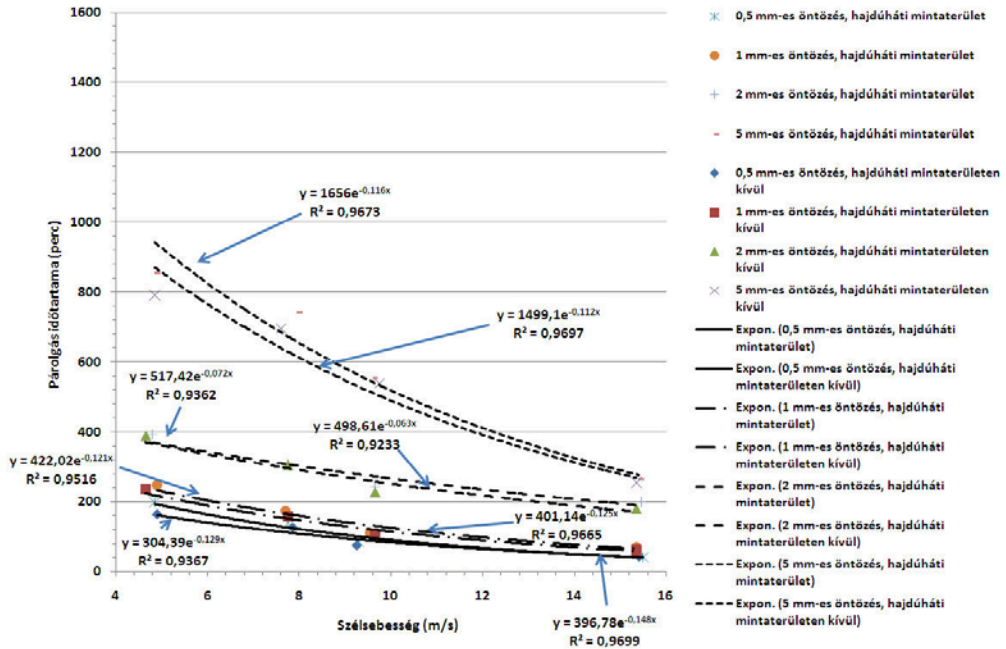
57. ábra A szélesebbesség és a párolgás időtartamának összefüggései homok textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)



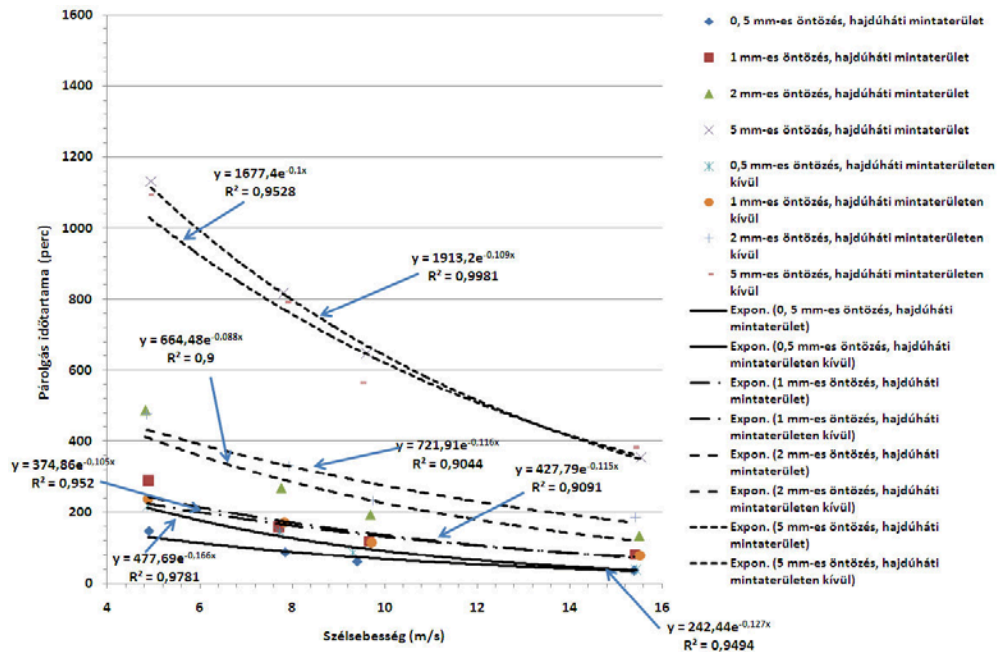
58. ábra A szélesebbesség és a párolgás időtartamának összefüggései vályogos homok textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)



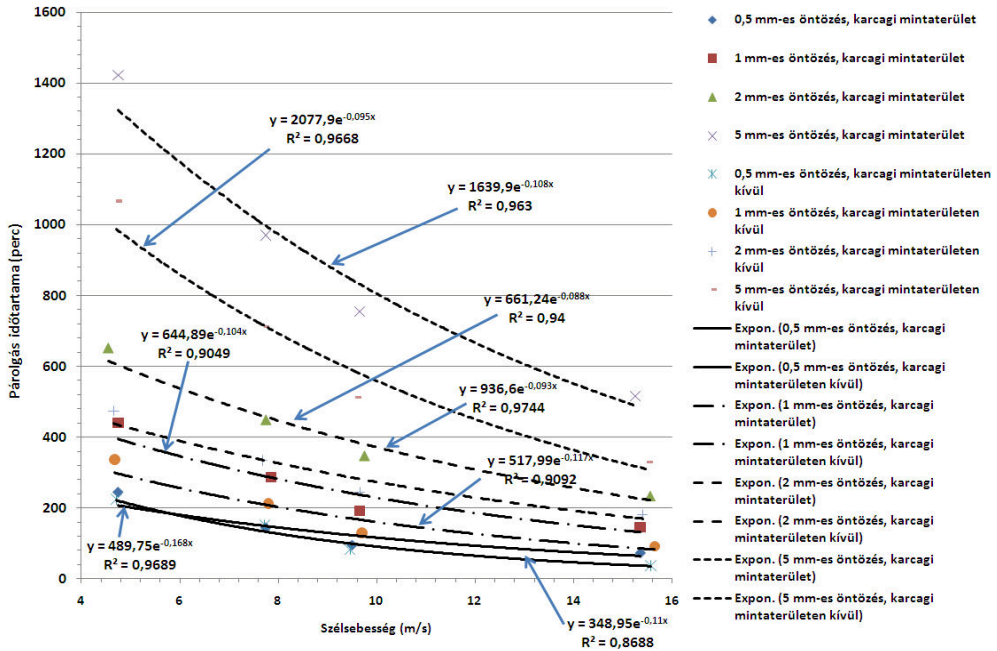
59. ábra A szélesebbesség és a párolgás időtartamának összefüggései homokos vályog textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)



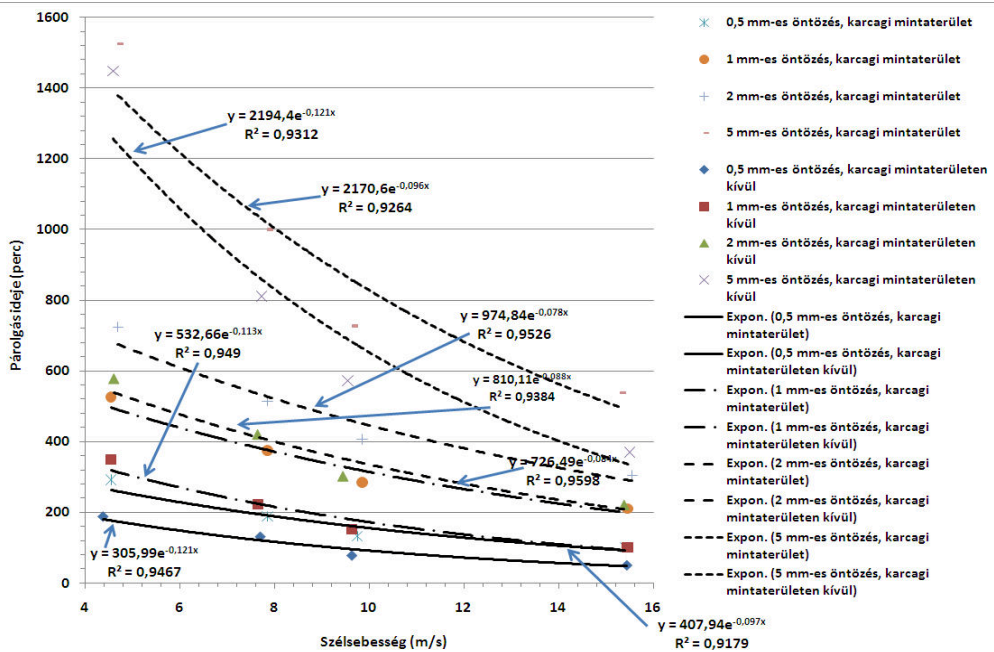
60. ábra A szélsebesség és a párolgás időtartamának összefüggései homokos vályog textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)



61. ábra A szélsebesség és a párolgás időtartamának összefüggései iszapos vályog textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)



62.ábra A szélesség és a párolgás időtartamának összefüggései iszapos vályog textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)



63.ábra A szélesség és a párolgás időtartamának összefüggései iszapos agyagos vályog textúrájú talajok esetén (Saját szerkesztés)

Az öntözés széleroziót csökkentő hatásakor meg kell említeni a közvetett hatást is, ugyanis a nedves talajban az elvetett magvak gyorsabban csíráznak, és kelnek, a kikelt növények a szerves anyagok gyorsabb lebomlása, humifikációja miatt jól fejlődnek. A kialakuló növényzet aerodinamikai ellenállása és védőhatása kedvező a szélerozió elleni küzdelemben.

#### 4.8. A talajfelszíni kéreg kialakulása

Az öntözéses kísérletek közben figyeltem arra, hogy a talajok felszínén eltérő vastagságú réteg alakul ki, amely a száradás során talajtípustól függően különböző szerkezetű kéreggé alakult. A kéregképződés első jele a felszín színének változásában mutatkozik meg, de ezt követően hamarosan kisebb repedések képződnek. A repedések hossza és szélessége fokozatosan nő, majd a felszínt teljesen behálózzák. A talaj felszínét különböző alakú és méretű kéregpoligonok borítják, melynek nagysága talajtípusonként eltérő (17. kép).



17. kép Iszapos vályog textúrájú talajon kialakult kéreg (Saját felvétel)

Amint azt már fentebb említettem, a talajfelszínen kialakult kéreg között már vizuálisan is különbségek figyelhetők meg. Egyes talajtípusoknál a kialakult kéreg teljes mértékben elvált az alatta lévő rétegtől, másoknál viszont ilyen értelemben nem volt lényeges különbség a két szint között. Ez különösen a magas homoktartalmú talajok esetében mutatkozott meg.

A felszíni kéreg képződését a száradó talaj részecskéinek összetapadása okozza, ami az őket körülvevő vízhártya zsugorodása miatt jön létre. A talaj száradása, a víz párolgása anyagvesztéssel, illetve térfogatcsökkenéssel jár (az agyagszemcsék tulajdonságai miatt, mivel azok víz hatására kitágulnak, száradáskor pedig összehúzódnak), ezért ahol kisebb a részecskéket összetartó erő, ott alakul ki a repedés. A repedések kialakulásával a felszín érdessége megváltozik. A repedésekbe benyomuló levegő a repedésperemek hatására örvénylő mozgásba kezd, ami egyrészt felgyorsítja a poligonok peremének száradását, másrészt az alsóbb rétegek kiszáradását is elősegíti. A poligonok peremének gyorsabb száradása újabb térfogatcsökkenést idéz elő, ami a peremek felhajlásában mutatkozik meg. Ez a jelenség a növénymentes felszínen a szabadban is gyakran megfigyelhető. A kéreg kialakulásában a mállási, aprózódási folyamatoknak is szerepük van, olyan értelemben, hogy a závorszerű csapadék hatására a talajszemcsék szétesnek, és eltérő sebességgel leülepednek, melynek következtében a talaj felszíne eliszapolódik.

A kéregperem felhajlása fokozza az áramló levegő örvénylő mozgását, a kéreg alatti szemcsék kiszáradását. Megfelelő szélerősség esetén szemcsék indulnak el a repedésből és beindul a szélerózió. A kiáramló szemcsék helyére levegő tódul és az idő múlásával a kéreg alátámasztás nélküli, bizonytalan helyzetbe kerül. A billegő mozgást végző kéreg tovább szárad, súlya csökken, felszínét pedig a repedésből kijutó, ugráló mozgást végző szemcsék „bombázzák” (McKenna et al. 1996). A kéreg vastagságától, méretétől és a szél erejétől függ, hogy mi lesz a további sorsa. A szélerózió során nagyon gyakran előfordul, hogy az ugráló szemcsék hatására vékonyodnak el és töredeznek szét a kéregdarabok. A kéreggel nem védett felszínrészekben a szélerózió felerősödése figyelhető meg.

A kéreg védő hatása elsősorban a méretüktől, vastagságuktól függ. Ez pedig talajonként változott, ezért méréseket végeztünk annak megállapítása céljából, hogy mitől függ a különböző talajokon kialakuló kéreg tulajdonsága.

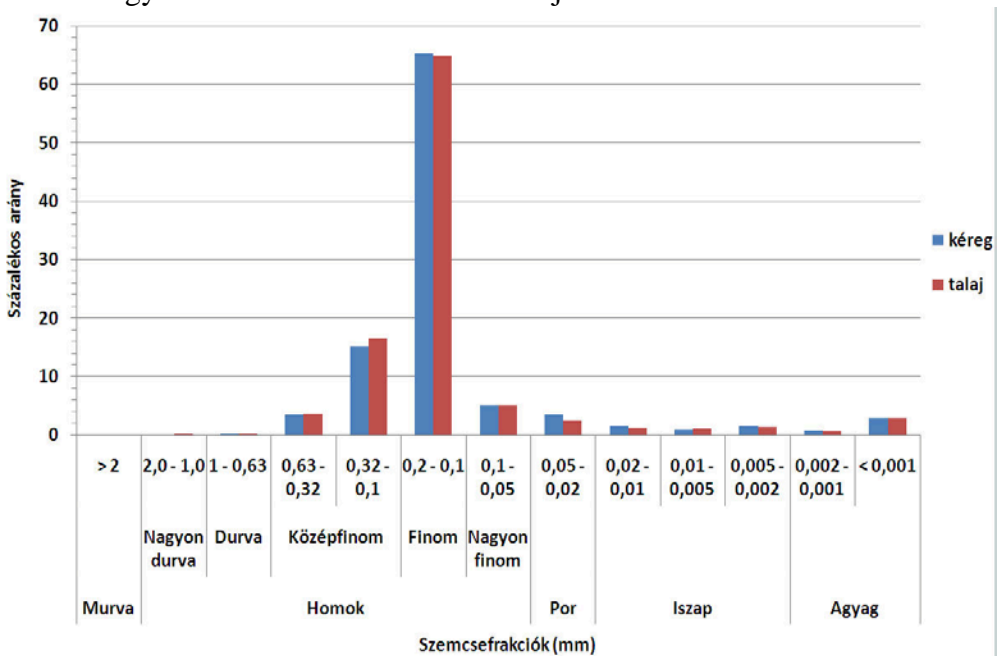
#### **4.8.1. A talajfelszínen képződött kéregek szedimentológiai vizsgálatának eredményei**

A kéreg kialakulása és jellemzőik elsősorban a talaj mechanikai összetételétől, humusz- és  $\text{CaCO}_3$ -tartalmától függ. Ezekon kívül a talajban előforduló különféle alkotóknak (agyagásványoknak, kicserélhető kationoknak, biogén anyagoknak) és a víznek is szerepe van. Összehasonlítva az eredeti talaj és a kéreg szemcseösszetételét a következőket állapítottam meg:

- A kialakult kéreg szemcseösszetételében a szemcsék finomodása figyelhető meg. A nedvesség hatására a talajszemcsék szétesnek, majd

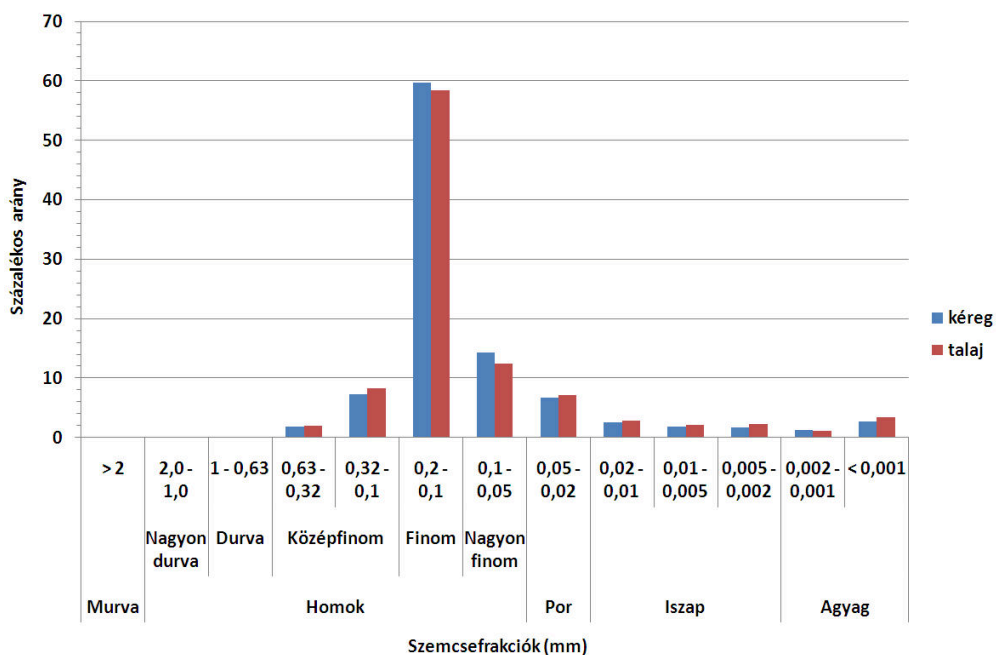
a nedves talajban átrendeződnek és száradáskor más-más szemcseméretet alkotva összetapadnak.

- A homoktalajokon képződött kéregben megfigyelhető a 0,1–0,2 mm átmérőjű szemcsék arányának növekedése, továbbá az iszap és az agyagtartalom emelkedése. Sok esetben észrevehető a középfinom homok felhalmozódása is. Ezeket a kisebb átmérőjű talajalkotók mintegy körbeveszik, és magukba ágyazzák. A talaj és a rajta kialakult kéreg szemcseösszetételében egyébként csak igen kis (gyakran csak 1–2, vagy csak néhány tized százaléknyi) különbség mutatható ki (64. ábra). A homoktalajok kérgéin a humusz és mésztartalom növekedése is megfigyelhető, azonban ez is csak néhány tized százalékot tesz ki; ez elég ugyan a szemcsék laza összetapadásához, azonban kéregnövelő hatása nincs. Részben ez az igen kisméretű átalakulás magyarázza azt, hogy a homoktalajokon a kéregképződés jelentéktelen; nagyon gyakran a kialakult kérget vizuálisan nem is lehet elkülöníteni az alatta található talajtól. Ugyanakkor a kialakult vékony kéreg is gyorsan mobilizálódhat a szél erejének hatására.



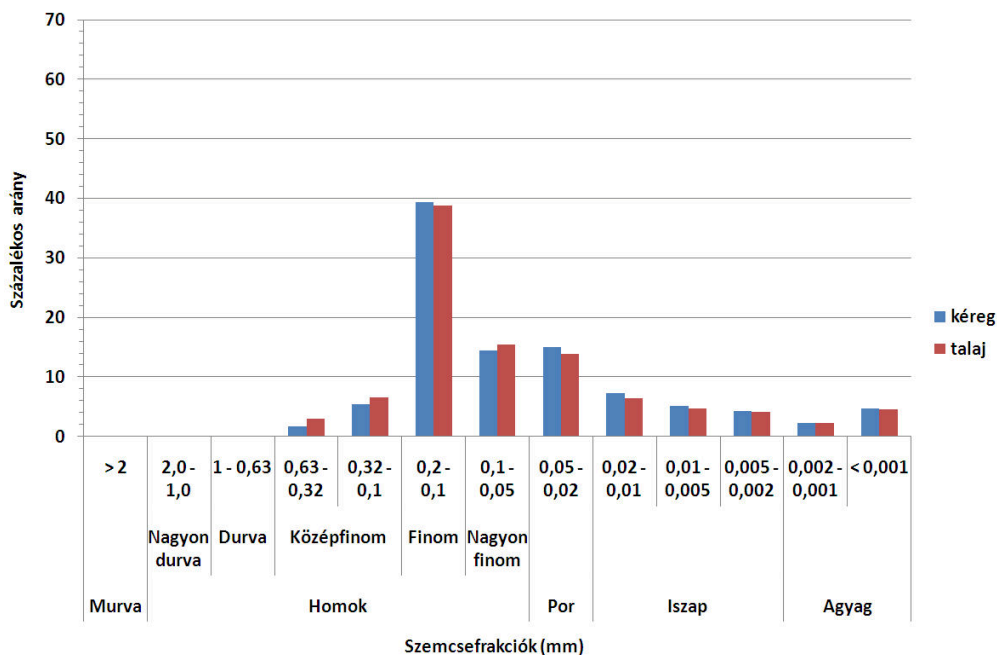
64. ábra A talaj és a rajta képződött kéreg szemcseösszetétele homok textúrájú talajokon (Saját szerkesztés)

- A vályogos homok textúrájú talajokon képződött kérgéken a finom és nagyon finom homok, valamint a 0,002–0,001 mm agyagfrakció arányának néhány tized százalékos növekedése figyelhető meg, valamint növekedett a mész mennyisége is (65. ábra).



65. ábra A talaj és a rajta képződött kéreg szemcseösszetétele vályogos homok textúrájú talajokon (Saját szerkesztés)

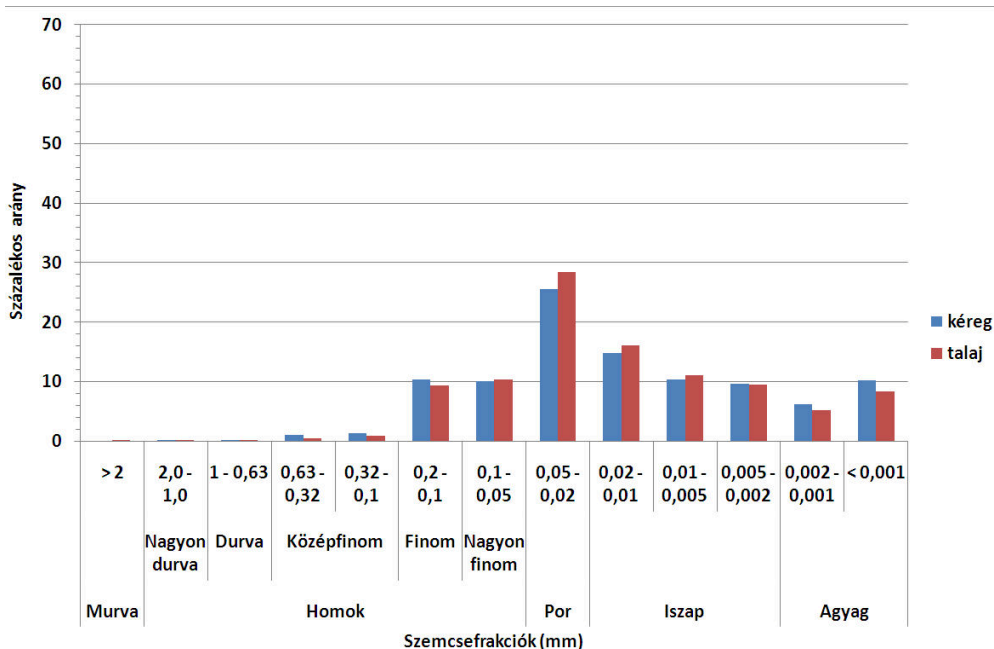
- Homokos vályog textúrájú talajoknál a finom homok, a por, az iszap és az agyagfrakció, továbbá a mész aránya növekszik meg (66. ábra). Ebben a csoportban a talaj és a rajta keletkezett kéreg szemcseösszetételében már több százalékos eltérések is előfordulnak, vagyis sokkal jelentősebb átrendeződés megy végbe. Ennek oka, hogy ezekben a talajokban már magasabb az iszap és az agyag aránya, ezeknek a felületén a talajrészecskék összecementálásában fontos szerepet játszó vízrészecskék is jobban meg tudnak kötődni. A víz közreműködésével az agyag és iszapszemcsék felszínén humusz, illetve más kolloid nagyságú alkotók kötődnek meg, ez hozzájárul a kéreg kialakulásához. Az egyes minták között mechanikai összetételüket tekintve eltérések vannak: a hajdúhíti és a maros-körös-közi mintákban az iszap és az agyagfrakció növekedése általános jelenség, ugyanez a nyírségi mintáknál nem figyelhető meg. Ennek oka az lehet, hogy a nyírségi mintákban magasabb a homok (elsősorban a finom homok) aránya, emiatt a keletkezett kéregben is elsősorban ennek az aránya növekszik meg. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy mivel a kialakult kéreg és az alatta lévő talaj között gyakran nincs szemmel látható különbség, emiatt a mintavételből származó hibalehetőséggel számolni kell.



66.ábra A talaj és a rajta keletkezett kéreg szemcseösszetétele homokos vályog textúrájú talajokon (Saját szerkesztés)

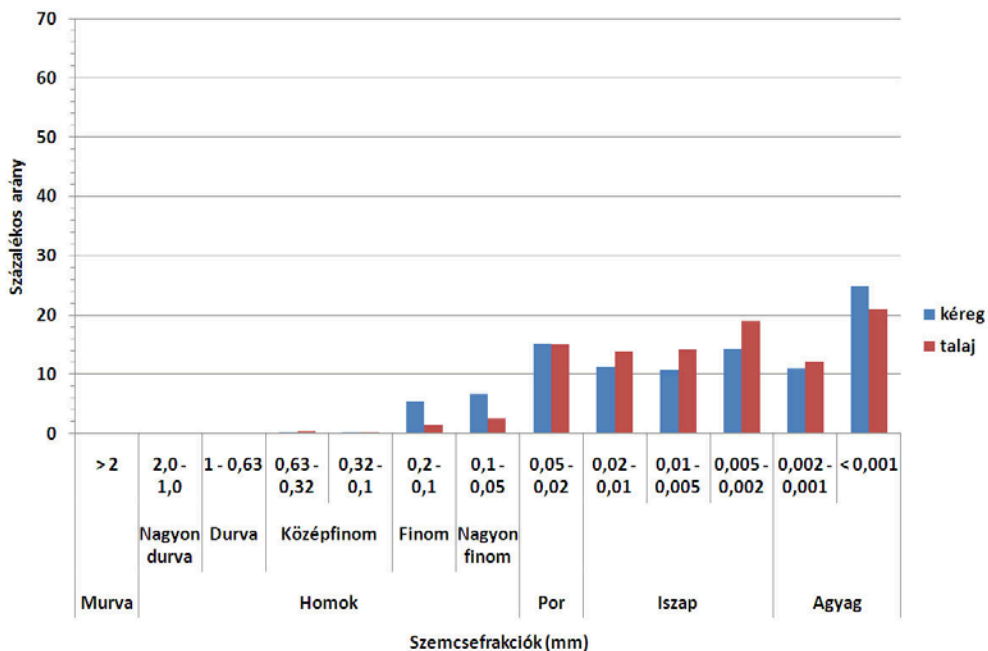
Ez lehet a magyarázata annak, hogy a Hajdúnánás 4-es mintánál a finom homok arányában 20%-os-os csökkenést mértem; ezzel ez a minta gyakorlatilag „kilóg” a sorból, hiszen ebben a csoportban a többi talajmintánál éppen ugyanezen frakció növekedését mértük, továbbá ilyen méretű különbségeket sem regisztráltunk ebben a csoportban.

- Az iszapos vályog textúrájú talajoknál a 0,005-0,002 mm frakciójú iszap, az agyag és a finom homok arányának emelkedése mutatható ki (67. ábra). A finom homokot az iszap és agyagszemcsék ágyazzák be, ez a jelenség szabad szemmel is jól megfigyelhető. Ezeken a talajokon képződött kéreg már vizuálisan is jól elkülöníthető az alatta lévő talajtól. A talaj és a rajta képződött kéreg szemcseösszetételében 1–2%-os eltérés mutatható ki.



67. ábra A talaj és a rajta képződött kéreg szemcseösszetétele iszapos vályog textúrájú talajokon (Saját szerkesztés)

- Iszapos agyagos vályog textúrájú talajoknál a finom és a nagyon finom homok, valamint a 0,001 mm-nél kisebb agyagszemcsék aránya és a mész mennyisége növekszik meg (68. ábra).
- A különböző textúrájú talajok között a kéregképződés során bizonyos szemcseösszetételi eltolódás figyelhető meg:
  - A dominánsan homokból álló talajoknál a kéregben a finom homoknál finomabb por, valamint a legdurvább szemcséjű iszapfrakció aránya növekszik meg.
  - A finomabb összetételű talajoknál (iszapos vályog, iszapos agyagos vályog) pedig a fő alkotóiknál, a pornál és az iszapnál kisebb frakciójú 0,005–0,002 mm átmérőjű iszap és agya g-frakció arányának növekedése mérhető; iszapos agyagos vályogoknál pedig a legfinomabb frakciójú agyagé.
- A keményebb kéreg a magasabb agyagtartalmú talajok felületén alakulnak ki, de a kéreg keménységében a  $\text{CaCO}_3$ -nak is fontos szerepe van. Azokban a mintákban, amelyekben magasabb volt a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom, a kéregben ez még tovább növekedett.



68. ábra A talaj és a rajta képződött kéreg szemcseösszetétele iszapos agyagos vályog textúrájú talajokon (Saját szerkesztés)

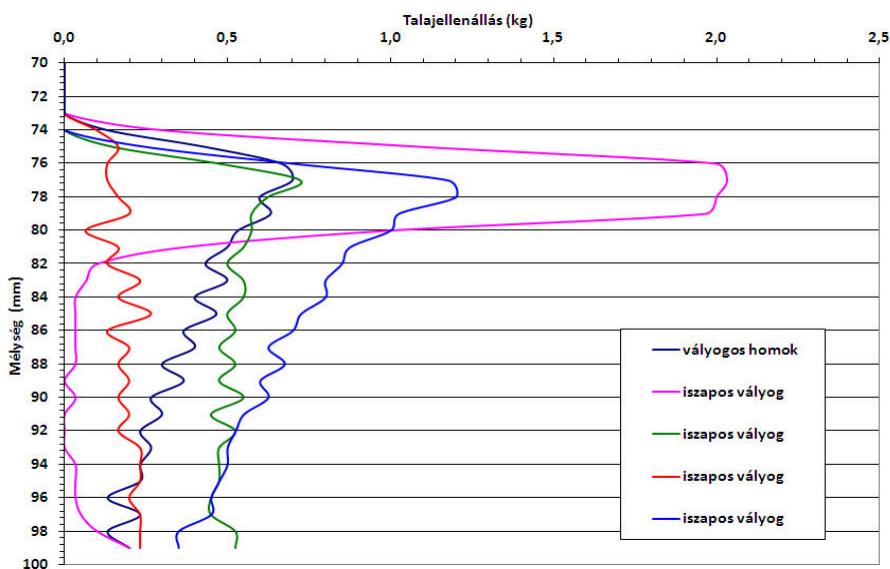
- A humusztartalomnak elsősorban nem a kéreg keménységében van jelentősége, hanem inkább annak kialakulásában játszik fontos szerepet: a víz hatására átnedvesedő humusz a finomabb frakciókat magához adszorbeálja, ezáltal a kialakuló kéreg vastagságát növeli.
- A méréseredmények szerint annál a talajnál, amelyiknél a  $\text{CaCO}_3$ -érték nőtt a kéregben, a humusztartalom csökkent. Ugyanez fordítva is igaz: ha egy talaj kérgének alacsonyabb a  $\text{CaCO}_3$ - tartalma, mint magának a talajnak, akkor a kéregben magasabb a humusztartalom, mint magában a talajban.

#### 4.8.2. A mikropenetrométerrel végzett vizsgálatok eredményei

A mikropenetrométerrel végzett mérések során csak a kéreg áttörésekor mért értékeket vettem figyelembe. Az 1 mm-es öntözés után kialakult kéreg nem mutatott jelentősebb ellenállást. Jelentősebb ellenállást az 5 mm-es öntözéssel végzett kísérletek után tudtunk mérni.

A mikropenetrométerrel végzett méréseink megerősítik a szedimentológiai vizsgálatok eredményeit. A legnagyobb ellenállást a nagy agyagtartalommal jellemezhető iszapos vályog textúrájú talaj mutatta (69. ábra). A talaj felszínén kialakult kérgen a mérhető kéregellenállás értékeit nagymértékben meghatározza a kiindulási talaj mechanikai összetétele, va-

lamint a  $\text{CaCO}_3$ -tartalma. A finomabb textúrájú talajokon kialakult kérgekben az iszap és agyagszemcsék erősebben tapadnak egymáshoz, egyrészt mivel ezek felülete nagyobb, mint a durvább szemcséké, másrészt pedig nagyobb mennyiségű humuszt és vizet képesek megkötni, ami szintén a szemcsék közötti tapadóerőt növeli. Ennek következményeként az áttörésükhöz is nagyobb energia szükséges, ami növényélettani szempontból nagyon kedvezőtlen, mivel a növények fejlődését a kéreg áttörése jelentősen lelassítja, így a növekedésre kevesebb erőforrás marad.



69. ábra A mikropenetrométerrel mért talajellenállás értékek (Saját szerkesztés)

Mikropenetrométerrel végzett mérések eredményeit közlik *Thomas et al.* (2006), akik a felszínen kialakult biológiai kérgék erősségét  $0,56\text{--}1,50\text{ kg/cm}^2$ -nek határozták meg. Ezek az értékek hasonlítanak az általunk mért öntözéssel kialakított kérgék ellenállásához.

#### 4.9. A mezővédő erdősávok állapotfelmérésének eredményei

A különböző időpontban elvégzett térképészeti felmérések alapján elkészítettem a mintaterületek mezővédő erdősáv rendszereinek és fásításainak digitális térképét. A térképek és úrfelvételek feldolgozásával kimutattam, hogy az egyes mintaterületek erdőborítottságában és a mezővédő erdősávrendszerek hosszában jelentős különbségek mutathatók ki:

Az 1940-es térképi adatokból kitűnik, hogy a legtöbb erdő a nyírségi mintaterületen található, mind az összterület nagyságát, mind az egy négyzetkilométerre eső terület nagyságát tekintve (7. táblázat). A nyírségi mintate-

rületen az összterület kb. 10%-át borítják erdők. A legnagyobb kiterjedésű foltok Baktalórántháza és Ófehértó között, valamint Ófehértótól DK-re helyezkednek el (a térképen Nagy-erdőnek nevezett terület). Ennek területe 17 km<sup>2</sup>, vagyis az összes erdőterületnek a 60%-a. A kifejezetten sávrendszerű fásításokat tekintve is ezen a mintaterületen található a legtöbb erdősáv. Ezek többségét a dűloutak mentén alakították ki, valamint legelőket védtek velük. Sajnos ezek szerkezetéről a térképi ábrázolás alapján nem lehet információt nyerni, így azt, hogy ezek hány sorból álltak, illetve az egyes egyedek hosszirányban milyen távolságra helyezkedtek el egymástól, legfeljebb levéltári adatok alapján lehet megmondani.

7. táblázat Az erdőterületek kiterjedése a három mintaterületen

	nyírségi mintaterület	hajdúháti mintaterület	karcagi mintaterület
<b>1940</b>	268,00	360,00	384,00
erdőterület nagysága (km <sup>2</sup> )	28,50	2,05	0,93
egységnyi területre eső erdőterület (km <sup>2</sup> / 1 km <sup>2</sup> )	0,106	0,006	0,002
<b>1970</b>	268,00	360,00	384,00
erdőterület nagysága (km <sup>2</sup> )	69,20	6,57	6,99
egységnyi területre eső erdőterület (km <sup>2</sup> / 1 km <sup>2</sup> )	0,26	0,02	0,02
<b>2005</b>	268,00	360,00	384,00
erdőterület nagysága (km <sup>2</sup> )	81,00	6,32	6,20
egységnyi területre eső erdőterület (km <sup>2</sup> / 1 km <sup>2</sup> )	0,30	0,02	0,02

A hajdúháti mintaterületen (6., 7. táblázat) a terület 0,5%-át borítják erdők. Ezek mindössze néhány folton helyezkednek el Hajdúdorog keleti határában, egyéb kiterjedt erdőterület nem található. Az erdősáv rendszerek elsősorban infrastruktúra védő szerepet töltenek be; a térképen jól látható, hogy elsősorban útvonalak mentén telepítették őket, valamint a kiterjedt tanyarendszer épületeinek a védelmét szolgálták, elsősorban a mikroklimatológiai viszonyok javításával. Ezenkívül itt is megtalálhatóak facsoportok a legelőterületek körül.

Az erdőterületeket tekintve az 1940-es években a legszegényebb a karcagi mintaterület volt (7., 8. táblázat), ott mindösszesen 1 km<sup>2</sup>-nyi erdőt azonosítottam be az Üllő-lapostól keletre; ez 0,2%-nyi erdőborítottságnak felel meg. Ezek sem tekinthetőek igazi erdőknek, legfeljebb kisebb facsoportoknak. Erdősávok tekintetében is itt volt a legrosszabb a helyzet. Néhány tanyavédő és legelővédő erdősávot leszámítva a karcagi külterület szinte teljesen „famentes” volt.

A fentiek magyarázatául szolgálhat, hogy az erdősítéseken a telepítések kezdetekor (a XVIII-XIX. században) főként homokfásítást értettek,

vagyis a homokos talajokat telepítették be. Ennek fényében érthető, hogy miért magasabb a Nyírségben az erdőborítottság és a mezővédő erdősávok aránya. Akkoriban a kötöttebb talajok erodálhatóságával még egyáltalán nem foglalkoztak, így azok védelmére sem fordítottak figyelmet. Ennek köszönhető az is, hogy az erdősávok főként az útvonalak nyomvonalát követték (és követik még napjainkban is). Ezek telepítésénél az uralkodó szélirányokat nem vették figyelembe.

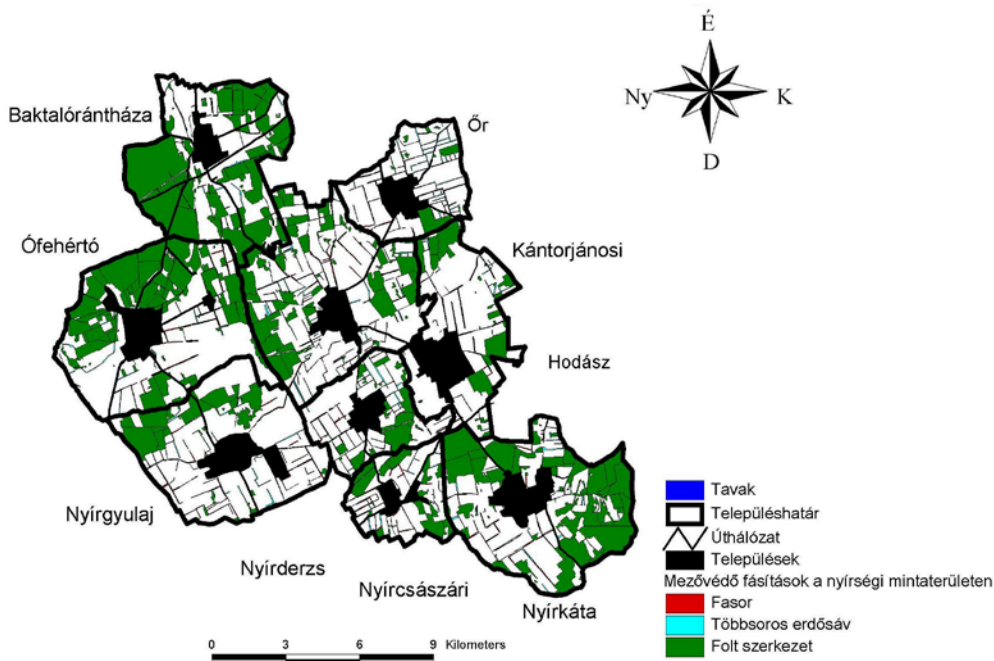
Az 1970-es években mindhárom mintaterületen jelentős változások következtek be az erdőterületek és a mezővédő erdősávok kiterjedésében (7., 8. táblázat). A nyírségi mintaterületen az erdőterületek nagysága bő 30 év alatt a 2,5-szeresére nőtt. Ezt egyrészt a már meglévő erdőterületek további bővítésével érték el, másrészt pedig az erdősávok közötti területeket erdősítették be. Az előbbire jó példa Nyírgyulaj keleti határa vagy a Flóratanya körüli erdőségek, ahol már korábban is voltak erdők, csak kisebb területen. Az utóbbira pedig Nyírkáta keleti határa nyújt jó példát. Előfordult olyan eset is, amikor teljesen új erdőket telepítettek: Órtól déli irányban, illetve Nyírcsászárítól északra. A két időszak között mintegy 80 km új erdősávot telepítettek. Az erdősávok jelentős része már korábban is megvolt, bár szántóföldi parcellák összevonása miatt, vagy gyümölcsösök létrehozása miatt szüntettek meg erdősávokat. Fentebb már említettük, hogy erdők létrehozása miatt is szűntek meg erdősávok. A mezővédő erdősávok irányában nem történt jelentős változás: a 1970-es években is főként az utak mentén telepítették őket, ahol pedig szántóföldeket átszelő erdősávot találunk annak gyakran az az oka, hogy ott korábban még dűlőút volt, azt beszántották, az erdősáv pedig a helyén maradt.

A hajdúháti mintaterületen 6 km<sup>2</sup>-nyi erdőfoltot hoztak létre, vagyis 1000-szeresére növelték az erdők területét (7., 8. táblázat). Ez a növekedés azonban csak a kiindulási alapot tekintve tűnik soknak, valójában még így is kicsinek mondható. A már korábban is megvolt, Hajdúdorog határában lévő folt mellett néhány újabbat hoztak létre Hajdúnánástól keletre, a hortobágyi területen, főként legelőterületek mellett. Az erdősávok hosszában is növekedés következett be, mintegy 40 kilométernyi új erdősávot telepítettek. Ez azonban főként a Keleti-főcsatorna két partját, a dűlőutak, illetve a műutak környékét érintette, miközben a nagyméretű szántóföldek kialakítása miatt sok erdősávot megszüntettek, elsősorban Hajdúnánás Hortobágy, illetve Hajdúdorog felé eső területein. Ez azzal is összefüggésben van, hogy a termőföldek államosítása során az egykori tanyarendszer megszűnt, az épületeket lebontották, a „feleslegessé vált” erdősávokat pedig kivágták. Ugyanakkor az újonnan létrehozott állami gazdaságok és tsz-ek környékét is beerdősítették, vagy legalábbis erdősávval vették körül.

8. táblázat Az egységnyi területre jutó erdőterületek nagysága és az egységnyi területre jutó mezővédő erdősávok hossza a három mintaterületen

	<b>nyírségi mintaterület</b>	<b>hajdúháti mintaterület</b>	<b>karcagi mintaterület</b>
<b>1940</b>			
Erdőfoltok kivonásával számolt terület nagysága (km <sup>2</sup> )	239,50	353,70	377,40
Egységnyi területre jutó erdősáv hossz (km-ben)	2,12	0,84	0,10
<b>1970</b>			
Erdőfoltok kivonásával számolt terület nagysága (km <sup>2</sup> )	199,00	353,44	377,44
Egységnyi területre jutó erdősáv hossz (km-ben)	2,94	1,11	0,61
<b>2005</b>			
Erdőfoltok kivonásával számolt terület nagysága (km <sup>2</sup> )	187,00	357,95	383,07
Egységnyi területre jutó erdősáv hossz (km-ben)	2,55	0,84	0,56

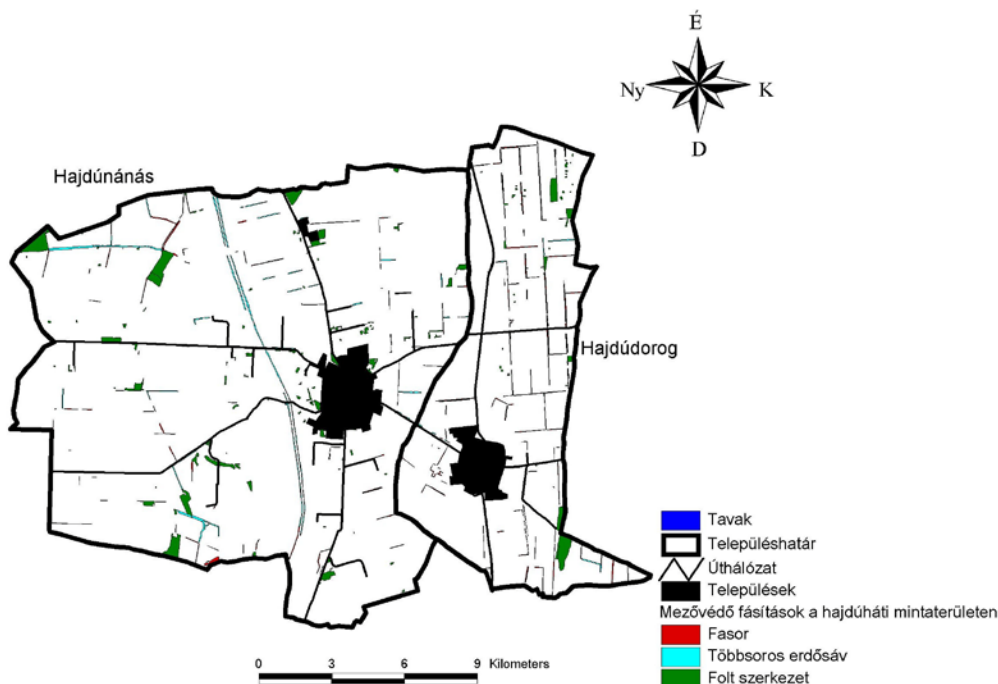
A karcagi mintaterületen is kb. 7 km<sup>2</sup> területű új erdőt telepítettek 1940–1975 között. Ebből mintegy 4 km<sup>2</sup> a város keleti határában lévő, ma Nefag Zrt. nevű erdőgazdaság területét érintette, a maradékot pedig az állami gazdaságok és tsz-ek környékén hozták létre. Az erdősávok hosszában több mint 200 km-es növekedés következett be. Az egykori erdősávok egy részét megszüntették, és helyettük újakat telepítettek elsősorban a meglévő úthálózat irányának megfelelően. Nagyarányú telepítések történtek a város cserhádi és tilalmasi részén, ugyanakkor a Tilalmastól keletre és a Karcag-Kisújszállás közötti területek jelentős részén (ahol rizsföldek voltak, és részben még napjainkban is vannak) az erdősáv telepítés jelentéktelen volt, dacára annak, hogy az öntözött területeknek is megvannak a maga fásítási szabályai.



70. ábra Mezővédő erdősávok szerkezet szerinti megoszlása a nyírségi mintaterületen a 2005. évi állapot alapján (Saját szerkesztés)

Napjainkban a rendszerváltozás hatására bekövetkező földbirtokszerkezet átalakulás miatt újabb változások történtek az erdőterületek és erdősávok területi kiterjedésében (7., 8. táblázat). A nyírségi mintaterületen tovább növekedett az erdőterületek nagysága, a korábbiakban már ismertetett szisztema szerint (70. ábra). Az erdőterületek növekedése figyelhető meg Kántorjánosi, Nyírkáta, Baktalórántháza térségében. A mezővédő erdősávok hossza viszont több, mint 100 km-rel csökkent. Ennek oka, hogy a csatornák, valamint a dűlőutak mentén az előregedett/vagy kivágott erdősávokat nem telepítik újra. Korábban ez a tsz-ek feladata volt, azonban ezek megszűnte után sok esetben még a tulajdonviszonyok is rendezetlenek, emiatt nem lehet tudni, hogy voltaképpen kinek a feladata is lenne az erdősávok kezelése, illetve újratelepítése.

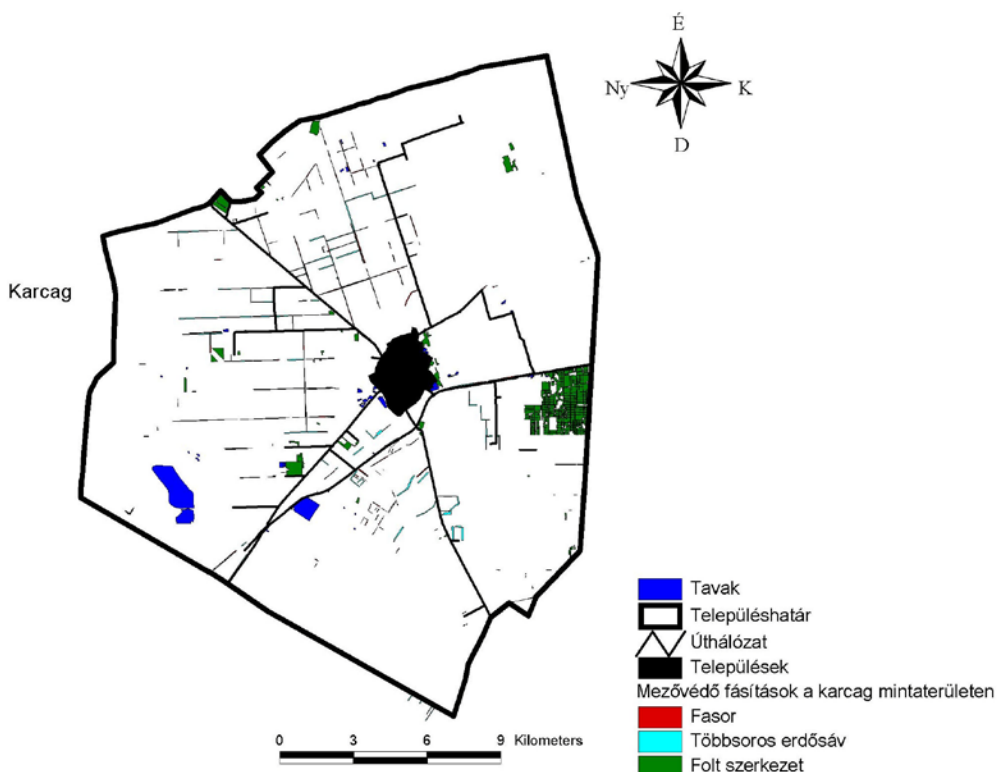
A hajdúhádi mintaterületen csak néhány tizednyi csökkenés következett be az erdőterületek nagyságában (71. ábra). A mezővédő erdősávok hossza viszont kb. 90 km-rel csökkent, mivel itt is erdősávokat vágtek ki dűlőutak és csatornák mentén. Új erdősávokat nem telepítettek.



71. ábra Mezővédő erdősávok szerkezet szerinti megoszlása a hajdúhátú mintaterületen a 2005. évi állapot alapján (Saját szerkesztés)

A karcagi mintaterületen is csak kismértékű csökkenés következett be az erdőterületek nagyságában (72. ábra). A 16 km-nyi hosszúságú erdősáv itt is utak, csatornák mellől tűnt el, valamint megszüntettek néhány olyan erdősávot is, amelyek szántóföldek belsejébe nyúltak be. Itt a megszüntetés oka a földterület művelésének könnyebbé tétele: ha kivágják az erdősávot, akkor azt a művelést végző gépnek nem kell kerülgetni.

Az egyes területek között meglévő erdősültségi különbségeknek főként talajtani és ebből eredően területhasználati okai vannak. A Nyírségben, ahol a különféle homoktalajok fordulnak elő, a talaj termőképessége és fellépő deflációs veszély miatt a mezőgazdasági termelés a löszterületekhez viszonyítva nem annyira kifizetődő. Emiatt a földterületek nagyobb hányadát erdősítik be, mivel így egyrészt a növényborította felszínen nem érvényesül a szél tevékenysége, másrészt pedig az erdőnek gazdasági haszna is a benne rejlő, értékesíthető faanyag miatt. A hajdúhátú mintaterület (ahogyan azt már láttuk), talajtani szempontból összetettebb, ez a mezővédő erdősávok megoszlásában is látszik. A hajdúhátú részen (főként Hajdúnánás-Hajdúdorog között) több mezővédő erdősáv van, mint a Hortobágy felé eső területeken. Ennek oka, hogy amíg a jó termőképességű csernozjom talajú szántóföldeket erdősávokkal védték a széléróziótól, addig a Hortobágy kötöttebb, nehezebben mozgásba lendíthető talajait már nem.



72. ábra Mezővédő erdősávok szerkezet szerinti megoszlása a karcagi mintaterületen (Saját szerkesztés)

Az 1940–1975 közötti erdősávirtások is inkább a hortobágyi területet érintették. Ott nagyobb arányban találunk legelőket és csatornákat is, amelyeket szintén nem védenek erdősávok. Karcag térségében is elsősorban a talajtani adottságokkal magyarázhatjuk az erdősávok hiányát: az erősen kötött szerkezetű, magas agyagtartalmú talajokat nem érinti olyan mértékben a defláció, mint a nyírségi homokokat, így az egykori tsz-ek valószínűsíthetően nem érezték szükségét komoly erdősáv-rendszerek telepítésének.

Az egyes mezővédő fasorokra és erdősávokra adott pontszámok alapján az alábbi minősítést tehetjük:

***Megfelelő telepítésű erdősávok, amelyeknél mind a sorok száma, mind a porozitás, mind pedig a sorok iránya megfelel a mezővédő fásítások követelményeinek:***

- többsoros, zárt, északnyugati-délkeleti irányú erdősávok(14 pont)
- többsoros, zárt nyugat-keleti irányú erdősávok (13 pont)
- többsoros, zárt, észak-déli irányú erdősávok (12 pont)

***Részben megfelelő telepítésű erdősávok és fasorok, amelyeknél a három tényező valamelyike nem felel meg a mezővédő fásítások követelményeinek:***

- többsoros, zárt, északkelet-délnyugati irányú erdősávok (10 pont)
- egysoros, zárt, északnyugat-délkeleti irányú fasorok (11 pont)
- egysoros, zárt nyugat-keleti irányú fasorok (10 pont)
- egysoros, zárt észak-déli irányú (9 pont)

***Nem megfelelő telepítésű erdősávok, amelyeknél a három tényező közül legalább kettő nem felel meg a mezővédő fásítások követelményeinek, de ide soroltuk (iránytól és a sorok számától függetlenül) valamennyi áttört szerkezetű erdősávot és fasort is:***

- egysoros, zárt, északkelet-délnyugati irányú fasorok (7 pont)
- egysoros, szaggatott, északnyugat-délkeleti irányú fasorok (6 pont)
- egysoros, szaggatott, nyugat-keleti irányú fasorok (5 pont)
- egysoros, szaggatott, észak-déli irányú fasorok (4 pont)
- egysoros, szaggatott, északkelet-délnyugati irányú fasorok (2 pont)
- többsoros, szaggatott, északnyugat-délkeleti irányú erdősávok (9 pont)
- többsoros, szaggatott, észak-déli irányú erdősávok (7 pont)
- többsoros, szaggatott, északkelet-délnyugati irányú erdősávok (6 pont)
- többsoros, szaggatott, nyugat-keleti irányú erdősávok (8 pont)

A 9. táblázat adatai alapján a következő megállapításokat tehetjük:

Elmondható, hogy a mintaterületeken a fasorok aránya eléri a 70%-ot, vagyis az összes erdősáv majdnem háromnegyedét teszik ki. Az áttörtséget tekintve az egyes területek között eltérések vannak. A nyírségi mintaterületen az áttört porozitású fasorok aránya 18%, a hajdúhátin 38%, a karcagin pedig már az összes fasor 61%-át teszik ki. Ennek okát a fasorokat alkotó fafajokban látom: a Nyírségben ezeket főként akácok alkotják, amelyeknek a lombkoronaszintje (különösen az akác cserjéké) egysoros ültetésnél is jól záródik; a Hajdúhátton és Karcag térségében viszont előszeretettel alkalmaznak magasra növényöző ázsiai nyárákat, amelyeknek a lombkoronaszintje csak 1 méteres magasságban alakul ki, akkor is keskeny lombkoronaforma jellemzi. Ezeket a fákat általában 5–6 méter távolságra ültetik egymástól, így

gyakorlatilag a levegő szabadon áramolhat közöttük, ezért jelentősebb védelmet nem nyújtanak.

9. táblázat Mezővédő erdősávok megoszlása a három mintaterületen (százalékban)

	Fasor és erdősáv típusok	nyírségi mintaterület	hajdúháti mintaterület	karcagi mintaterület
megfelelően telepített erdősávok	többsoros, zárt, északnyugati irányú	13,66	12,02	4,80
	többsoros, zárt, nyugati irányú	1,58	5,04	5,59
	többsoros, zárt, északi irányú	1,20	4,05	3,77
	<i>Az összes százalékában</i>	<b>16,44</b>	<b>21,12</b>	<b>14,15</b>
részben megfelelően telepített erdősávok	egysoros, zárt, északnyugati irányú	24,75	4,86	3,76
	egysoros, zárt nyugati irányú	2,29	4,40	0,26
	egysoros, zárt, északi irányú	2,23	14,24	0,27
	többsoros, zárt, északkeleti irányú	11,32	5,41	9,58
	<i>Az összes százalékában</i>	<b>40,59</b>	<b>28,90</b>	<b>13,86</b>
helytelenül telepített erdősávok	egysoros, szaggatott, északnyugati irányú	7,02	9,18	19,57
	egysoros, szaggatott, nyugati irányú	0,63	9,45	13,53
	egysoros, szaggatott, északi irányú	0,35	7,32	4,63
	egysoros, szaggatott, északkeleti irányú	10,44	12,09	23,92
	többsoros, szaggatott, északnyugati irányú	0,23	0,00	1,39
	többsoros, szaggatott, nyugati irányú	0,02	0,58	4,25
	többsoros, szaggatott, északi irányú	0,27	0,17	0,74
	többsoros, szaggatott, északkeleti irányú	0,34	0,16	2,15
	egysoros, zárt északkeleti irányú	23,61	10,64	1,80
	<i>Az összes százalékában</i>	<b>42,90</b>	<b>49,59</b>	<b>71,97</b>

- A fasorok irányát tekintve megállapítható, hogy a zárt porozitású erdősávoknak 4–27%-a megfelelő orientációjú. A legtöbb helyes irányban telepített fasor a nyírségi mintaterületen van, a legkevesebb pedig a karcagin. Ha ezekhez hozzávesszük az áttört szerkezetű fasorokat is, akkor is csak az összes fasor egyharmada megfelelő irányban ültetett. Úgy gondolom, hogy ennek oka abban keresendő, hogy a fasorok többségét a telepítések kezdetekor az útvonalálózat mellé telepítették. Az útvonalhálózat pedig (sugaras jellegének köszönhetően) részben északkelet-délnyugati, részben pedig északnyugat-délkeleti irányultságú. Ez az oka annak, hogy az északkeleti-délnyugati és az északnyugat-délkeleti irányok a három mintaterületen nagyjából azonos arányt tesznek ki.
- A megfelelő irányban, megfelelő szerkezettel telepített mezővédő erdősávok aránya 14–21% között változik. A legrosszabb az arány a karcagi mintaterületen: ott a meglévő erdősávok mindössze 14%-a megfelelően telepített, többsoros, zárt szerkezetű erdősáv. A többsoros erdősávoknál irányában is felismerhető az útvonalat követő jelleget. Ez különösen a nyírségi mintaterület esetén figyelhető meg.
- Összességében a legkedvezőbb a helyzet a nyírségi mintaterületen, mivel ott az erdősávok 56%-a zárt szerkezetű (fasorok és erdősávok összesen). Ugyanakkor az ottani összerdősávok 34%-át kitevő északkeleti irányú fasorok és erdősávok irányának megváltoztatása javasolt. Mivel ezek egy része az úthálózat nyomvonalát követi, azt pedig nehezen lehet megváltoztatni, különösen a közutakét), így ezeket ki lehetne egészíteni nyugat-keleti irányú erdősávokkal, amelyek az út melletti szántóföldeket védenék. Szükséges lenne a meglévő fasorok erdősáv rendszerré bővítésére is, újabb sorok telepítésével. Mind a hajdúháti, mind a karcagi mintaterületen az erdősávok szerkezetének és irányának felülvizsgálata javasolt. A hajdúháti mintaterületen Te-dej, illetve Hajdúnánás hortobágyi és déli részén kellene új erdősávokat telepíteni. A karcagi mintaterületen a már meglévő fasorok sűrítésével is eredményeket lehetne elérni, de mindenképpen szükséges lenne a fasorok további sorokkal való gyarapítása is. Különösen a város bucsei, kisújszállási és tilalmasi határrészén kellene telepítéseket végrehajtani, mivel ott vagy egyáltalán nincsenek erdősávok, vagy csak közvetlenül a műút mentén található áttört szerkezetű fasorok vannak.

## 5. Összefoglalás

A szélerozió a Föld számos területén, így hazánkban is komoly problémákat és jelentős károkat okoz. Ez a jelenség elsősorban a homoktalajokat veszélyezteti, de kötöttebb talajokon is jelentős pusztulást okozhat. A károk egy része lehet mezőgazdasági (talajveszteség, termőképesség csökkenés stb.), illetve közegészségügyi (poremisszió, kemikáliák levegőbe jutása). A folyamat veszélyességét fokozza, hogy – eltérően a vízeróziótól – a kártételnek gyakran nem maradnak szemmel látható, nyilvánvaló felszíni nyomai, hiszen a finomabb frakció, vagy a szerves anyag eltávozását csak laboratóriumi vizsgálatokkal lehet kimutatni. Napjainkban a klimatológiai elemzések arra utalnak, hogy hazánkban a mediterrán hatások fognak felerősödni, így az éghajlat további szárazodása várható, amely a szélerozió felerősödését vonja maga után.

A kutatásaim során, a már meglévő eredményekre támaszkodva – azokat kibővítve – kívántam folytatni a széleroziós vizsgálatokat. A vizsgálataim során néhány, a széleroziót befolyásoló tényezőnek a minőségi és mennyiségi értékelését kívántam elvégezni úgy, hogy a széleroziót a talajtani adottságok, az éghajlat és a területhasználat összefüggésrendszerben vizsgáltam.

A kutatás során egyrészt a választott három mintaterület potenciális szélerozió-veszélyeztetettségét, másrészt a védekezés néhány környezetkímélő módszerét vizsgáltam.

Mivel a szélerozió jelensége hazánkban a jelenlegi éghajlati körülmények között főként antropogén eredetű, ezért a kutatás mintaterületéül olyan területeket választottam, ahol a felszín az év jelentős részében bolygatott. A három, különböző táji adottságokkal rendelkező területen (Nyírség, Hajdúhát, Szolnok-Túri sík egy-egy részén) a különbségekből adódó potenciális szélerozió-veszélyeztetettség eltérései jól definiálhatóak. A mintaterületek talajait összehasonlítottam az ország különböző tájairól begyűjtött talajmintákkal is.

A kutatás során terepi, laboratóriumi és geoinformatikai módszereket alkalmaztam.

A terepi kutatás során a mintaterület talajait elkülönítettük, majd ezekből a laboratóriumi kísérletekhez a művelés alatt álló *mezőgazdasági területek* szántott rétegéből mintákat gyűjtöttünk. A terepen, a geoinformatikai feldolgozáshoz, a mezővédő erdősávokról kiegészítő felméréseket végeztem.

A begyűjtött talajminták, valamint az öntözés hatására a talajfelszínen képződött kérgék szedimentológiai elemzésére az egyetem fizikai földrajzi *laboratóriumában* került sor. A szedimentológiai tulajdonságok közül azokat

vizsgáltam, amelyek a szélerózió folyamatának nagyságrendjét befolyásolják (mechanikai összetétel,  $\text{CaCO}_3$ - és humusztartalom).

Szélcsatornában meghatároztam a különböző talajok feletti szélesebesség változásait (a szélprofil-függvényeket), a három mintaterület talajainak kritikus indítósebesség értékeit, valamint azok erodálhatóságát is. A mért adatokat összevettem az ország más részéről gyűjtött hasonló textúrájú talajok erodálhatósági értékeivel. Szélcsatornában vizsgáltam az egyes talajtextúra-osztályok víztartó képességét, valamint a szélesebesség és a száradáshoz szükséges idő kapcsolatrendszerét. Az öntözés hatására a talajfelszínen képződött kérgek ellenállását egy Karuczka-Szóllósi féle egyedi gyártású mikropenetrométerrel határoztam meg.

A mezővédő erdősávok és fásítások felmérését alapvetően a *geoinformatika* eszközeivel végeztem el, a II. világháború alatt készült magyar katonai térképezés, az 1970-es évekbeli topográfiai térképek és a 2005-ös úrfelvételek raszteres térképállományának vektorizálásával. A különböző időpontokban elvégzett térképészeti felmérések jó lehetőséget nyújtottak a mezővédő fásítások és erdősávok területi kiterjedésének időbeli követésére. Az elkészített digitális térképállományokat adatbázisokkal töltöttem fel, amelyek a mezővédő erdősávok néhány főbb tulajdonságát tartalmazzák (sorok száma, porozitás, irány, funkcionális típus).

A különböző textúrájú talajmintákon elvégzett kísérletekkel igazoltam, hogy az egyes textúra-osztályok kritikus indítósebessége és erodálhatósága elsősorban a talajok mechanikai összetételétől függ, de az azonos textúra-osztályon belüli eltérésekben a talajok  $\text{CaCO}_3$ -és humusztartalmának is szerepe van, mivel azok a talaj-aggregátum képződésben fontos szerepet játszanak. A kritikus indítósebesség értékeinek a változását a 0,02–0,01 és a 0,01–0,005 mm átmérőjű iszap és az apró homok határozza meg. A minta agyagtartalmának a hatása elhanyagolható. Megállapítottam, hogy a homok és az iszaptartalom eltérően befolyásolja a kritikus indítósebesség értékeinek alakulását. A homoktartalom növekedése a kritikus indítósebesség csökkenését, míg az iszaptartalomé pedig annak növekedését eredményezi.

Az erodálhatósági vizsgálatok során az elszállított anyag tömege és a szélesebesség közötti függvénykapcsolat exponenciálisnak bizonyult. A talajerózió (a kritikus szélesebesség elérése után) a sebesség növelésével ugrásszerűen nő. Az összes talajminta mechanikai összetételét és az erodált anyag mennyiségét alkotó adatbázis összehasonlító elemzésével megállapítottam, hogy a talajok homoktartalma és az erodált anyag mennyisége között pozitív lineáris kapcsolat van, továbbá az iszapfrakció növekedésével az erózió lineárisan, ugyanakkor az agyagtartalom növekedésével az erodált talaj mennyisége exponenciálisan csökken.

Az egyes talajtextúra-osztályok erodálhatóságának elemzésekor az erodált talaj mennyisége és mechanikai összetétele között csak a homok textúrájú talajoknál tudtam kapcsolatot kimutatni.

Az egyes talajtextúra-osztályok erodálhatósága és a humusztartalom közötti kapcsolat elemzése során megállapítottam, hogy azok a szakirodalmi megállapítások, amelyek szerint a humusztartalom az erodált anyag tömegének növekedését okozza, nem igazolhatók egyértelműen. A homok és vályogos homok textúrájú talajoknál nem találtam kapcsolatot a humusztartalom változása és az erodált anyag tömege között. A homokos vályog textúrájú talajoknál a humusztartalom növekedése az erodált anyag tömegének csökkenését eredményezte. Az iszapos vályog textúrájú talajoknál a humusztartalom és az erodált anyag tömege közötti viszony alapján a talajmintákat két csoportra bontottam: a minták egy részénél a humusztartalom növekedésével az erodált anyag tömege is növekedett, a másik csoportnál ennek fordítottja játszódott le. Iszapos agyagos vályog textúrájú talajoknál a humusztartalom növekedése az erodált anyag tömegének csökkenését okozta. Mindezek alapján úgy gondolom, hogy a humusztartalom közvetett szerepet játszik az egyes talajok erodálhatóságában.

A szélcsatornában mért adatok alapján erodálhatósági kategóriákat állítottam fel, amelyeket a mintaterületek 1:100 000 méretarányú Agrotopo térképéhez rendeltem. Az így kapott széleróziós térképekből kivontam az egyes mintaterületek területhasználati térképét és komplex potenciális szélerózió-veszélyeztetettségi térképet szerkesztettem. Ezáltal lehetővé vált az egyes erodálhatósági kategóriák területi kiterjedésének bemutatása.

Az öntözési kísérletek eredményei alapján megállapítottam, hogy az egyes talajminták víztartó képessége elsősorban azok mechanikai összetételétől,  $\text{CaCO}_3$ - és humusztartalmától függ. Az iszap és agyagszemcsék felszínén a vízrészecskék erősebben kötődnek, ezért a finomabb textúrájú talajok tovább képesek a vizet adszorbeálni.

Kimutattam, hogy a talajnedvesség időbeli változásában 8-10 m/s sebességű szelek elérése esetén a száradás üteme felgyorsul.

Meghatároztam az egyes talajtextúra-osztályokon öntözés/csapadék hatására keletkezett kérgék mechanikai összetételét, valamint a képződött kérgék ellenállását. Ennek során az alábbi következtetések vonhatóak le:

- A talaj felszínén kialakult kérgék szemcseösszetétele mindig finomabb, mint azé a talajé amin létrejöttek, mivel a nedvesség hatására a talajszemcsék szétesnek, majd a nedves talajban átrendeződnek és száradáskor más-más szemcseméretet alkotva összetapadnak.
- A különböző textúrájú talajok között a kéregképződés során bizonyos szemcseösszetéti eltolódás figyelhető meg:

- A dominánsan homokból álló talajoknál a kéregben az aprószemű homoknál finomabb por, valamint a legdurvább szemcséjű iszapfrakció aránya növekszik meg.
- A finomabb összetételű talajoknál (iszapos vályog, iszapos agyagos vályog) pedig a fő alkotóiknál, a pornál és az iszapnál kisebb frakciójú 0,005–0,002 mm átmérőjű iszap és a gyagfrakció arányának növekedése mérhető; iszapos agyagos vályogoknál pedig a legfinomabb frakciójú agyagé.
- A humusztartalomnak elsősorban nem a kéreg keménységében van jelentősége, hanem inkább a kialakulásában játszik fontos szerepet: a víz hatására átnedvesedő humusz a finomabb frakciókat magához adszorbeálja, ezáltal a kialakuló kéreg vastagságát növeli.
- A talaj felszínén kialakult kéregben a mérhető kéregellenállás értékeit nagymértékben meghatározza a kiindulási talaj mechanikai összetétele, valamint a  $\text{CaCO}_3$ -tartalma. A finomabb textúrájú talajokon kialakult kéregben az iszap és agyagszemcsék erősebben tapadnak egymáshoz, egyrészt mivel ezek felülete nagyobb, mint a durvább szemcséké, másrészt pedig nagyobb mennyiségű humuszt és vizet képesek megkötni, ami szintén a szemcsék közötti tapadóerőt növeli.

A térképek és úrfelvételek feldolgozásával kimutattam, hogy az egyes mintaterületek erdőborítottságában és a mezővédő erdősávrendszerek hosszában jelentős különbségek mutathatók ki:

- Az erdőborítottság aránya a nyírségi mintaterületen a legmagasabb (33%), míg a hajdúháti (3,5%) és a karcagi mintaterületen elenyészően kicsi (2,7%). Ugyanez mondható el hasonló sorrendiséggel a mezővédő fasorok és erdősávok hosszáról is. Az egyes területek között meglévő erdősültségi különbségeknek talajtani és ebből eredően területhasználati okai is vannak. A Nyírségben, ahol a különféle homoktalajok fordulnak elő, a talaj termőképessége és a fellépő deflációs veszély miatt a mezőgazdasági termelés a lőszterületekhez viszonyítva nem annyira kifizetődő. Emiatt a földterületek nagyobb hányadát erdősítették be, mivel így egyrészt a növényborította felszínen nem érvényesül a szél tevékenysége, másrészt pedig az erdőnek gazdasági haszna is van a benne rejlő, értékesíthető faanyag miatt. A hajdúháti mintaterület, talajtani szempontból összetettebb, ez a mezővédő erdősávok megoszlásában is látszik. A hajdúháti részen (főként Hajdúnánás–Hajdúdorog között) több mezővédő erdősáv van, mint a Hortobágy felé eső területeken. Ennek oka, hogy amíg a jó termőképességű csernozjom talajú szántóföldeket védték erdősávokkal, addig a Hortobágy kötöttebb talajú talajait már nem. Az erdőterületek és erdősávok

hosszának változásában a három mintaterületen hasonló tendenciák játszódtak le. Az 1940-es és 1970-es évek között mind az erdőterületek területe, mind a mezővédő erdősávok hossza nőtt. 1970 és 2005 között az erdőterületek aránya a nyírségi mintaterületen tovább növekedett, a másik két mintaterületen viszont kismértékben csökkent. A mezővédő erdősávok hossza 1970 és 2005 között a földtulajdonban bekövetkezett változások miatt mindhárom mintaterületen csökkent.

- A mezővédő erdősávok szerkezetére és irányára vonatkozóan 0–5 közötti pontszámokból álló pontozásos minősítési rendszert dolgoztam ki, melyben az erdősávot alkotó sorok számát, porozitását és irányát vettem figyelembe.
- A mezővédő erdősávok szerkezetét tekintve elmondható, hogy azoknak csak 14–21%-a megfelelően telepített, 13–40% -a csak részben, 42–71%-a pedig egyáltalán nem felel meg az erdősávok telepítési szabályainak. Ez egyrészt a mezővédő fasorok magas előfordulási arányával, másrészt a mezővédő fasorok és erdősávok diszkontinuitásával, harmadrészt pedig a telepítés helytelen irányával magyarázható.

A kutatásaim kimutatták, hogy mind az öntözés, mind az öntözés hatására a talajfelszínen képződött kérgek hatékony védelmet jelentenek a szél-erózió ellen. Az öntözés, mint defláció elleni védekezési módszer továbbfejleszthető új, olyan adalékanyagok alkalmazásával, amelyek szintén hozzájárulnak a talajfelszín stabilizálásához. Hasznos lenne a külföldön már régóta vizsgált biológiai kéregképző organizmusok hazai adaptálása is, elsősorban a degradált homoki gyepeken.

Célszerű lenne a mezővédő erdősávok szélességet csökkentő és mikroklímát javító hatásának műszeres mérése is, mivel a mezővédő erdősávok alkalmazásával nemcsak a talajerózió csökkenthető, de alkalmazásukkal a terméseredményeket is növelni lehetne.

## 6. Summary

Wind erosion causes serious problems and significant damage in Hungary like in many parts of the World. This phenomena endangers primarily sandy soils, however, may cause significant damage in areas of more bond soils. A part of the damage can be agricultural (soil denudation, fertility reduction, etc.) and public health (dust emission, chemicals entering the air). Threat of the process is enhanced by that – different from water erosion – there are no apparent, visible surface traces of the damage as removal of the fine fraction or the organic content of the soil can be detected only by laboratory examinations. Nowadays climatic analyses show that Mediterranean effects will become stronger in Hungary in the future resulting in the fact that our climate will become arid further more.

My research continues earlier wind erosion examinations based on their results and adding to their conclusions. The aim was to evaluate the quality and quantity of factors influencing wind erosion so that it was studied in the framework of soil conditions, climate and land-use relationships.

In the course of the research the potential wind erosion risk of the three chosen study areas together with some environment friendly methods of protection were studied.

Since wind erosion is of anthropic origin in the present climatic conditions in Hungary I have chosen a study area where the surface is disturbed in the most part of the year. In the three areas having different landscape conditions (Nyírség, Hajdúhát, certain parts of the Szolnok-Túr plain) differences in potential wind erosion risk resulting from the differences can be defined clearly. Soils of the study areas were compared to soil samples taken from different landscapes of the country.

Field, laboratory and geoinformatic methods were applied in the research.

In the course of field surveys soils of the study area were defined and then samples from the upper cultivated layer of the soil types were taken for laboratory analyses. Additional field survey was carried out regarding the shelterbelts for geoinformatic analyses.

Sedimentological analysis of soil samples and crusts developed on the surface due to irrigation was carried out in the Physical Geographical Laboratory of the University of Debrecen. Among sedimentological conditions those were studied that influence the magnitude of wind erosion (mechanical composition,  $\text{CaCO}_3$  and humus content).

Variation of wind speeds above different soils, critical starting velocity values of the soils of the three study areas and their erodibility were determined by wind tunnel measurements. Water retaining capacity of the given

soil texture classes together with the relationship between wind speed and drying time were also studied in the wind tunnel. Resistivity of crusts developed on the soil due to irrigation was determined by a special product Karuczka-Szöllősi micro-penetrometer.

Shelterbelts and woodlands were surveyed primarily applying *geoinformatic* methods by vectorising the raster maps of the Hungarian military mapping during World War II, the topographic maps of the 1970s and that of the space images of 2005. Map surveys carried out in different time periods provided excellent bases for following the areal extent of field protecting forests in time. Constructed maps were complemented by datasets including some of the primary characteristics of shelterbelts (number of rows, porosity, orientation, functional type).

By experiments performed on soil samples of different textures it was justified that critical starting velocity and erodibility of the given texture classes depend primarily on the mechanical composition of the soils, however, differences within the same texture class are the result of differences in the  $\text{CaCO}_3$  and humus content of the soils as the latter two play an important role in the development of soil aggregates. Variation of the value of critical starting velocity is determined by the silt with diameters of 0.02-0.01 and 0.01-0.005 mm and the fine sand content. Clay content of samples is irrelevant. I have determined that sand and silt contents influence the values of critical starting velocity differently. Increasing sand content results in decreasing critical starting velocity while increasing silt content increases the velocity value.

During erodibility studies exponential function was found between the mass of material carried away and the wind speed. Soil erosion (after reaching the critical wind velocity) increases rapidly with wind speed. Based on the comparative analysis of the datasets containing the mechanical composition of all of the samples and the volume of material carried away, I have stated that there is a positive linear connection between the sand content of the soils and the volume of eroded material. Furthermore, increasing silt content decreases erosion linearly while increasing the clay content results in exponential reduction of eroded soil.

Analysing the erodibility of the given soil texture classes, connection between the volume of eroded soil and the mechanical composition was shown only in the case of sand textured soils.

Literature statements of humus content increasing the mass of eroded material cannot be justified clearly by my analyses of relationship between erodibility of the given soil texture classes and humus content. No connection was found between humus content and mass of eroded material in the case of

sand and loamy sand textured soils. In the case of sandy loam textured soils, increasing humus content resulted in decreasing mass of eroded material. Considering silty loam textured soils, on the basis of relationship between humus content and eroded material, soil samples were grouped in two: one part of the samples showed increasing mass of eroded material with increasing humus content, while the second group showed the opposite. In the case of silty clayey loam textured soils, increasing humus content resulted in decreasing mass of eroded material. Based on all these, in my opinion, humus plays an indirect role in the erodibility of the given soils.

Erodibility categories were set based on the data measured in the wind tunnel and these were associated with the Agricultural-topographic maps with the scale of 1:100 000 of the study areas. The resultant wind erosion maps were compared to the land-use maps of the study areas and in this way the complex potential wind erosion risk map was constructed. This made it possible to show the areal extent of the given erodibility categories.

Based on the results of the irrigation experiments, I have stated that water retaining capacity of the given soil samples depends primarily on their mechanical composition,  $\text{CaCO}_3$  and humus content. Water is bond stronger to the surface of silt and clay particles therefore soils of finer texture can adsorb water for longer time periods.

I have also pointed out that the rate of drying intensifies regarding soil moisture content variation in time when wind speeds of 8-10 m/s are reached.

I have determined the mechanical composition and resistivity of crusts developed on the different soil texture classes as a result of irrigation/precipitation. Based on this the following conclusions can be drawn:

- Grain-size of crusts is always finer than that of the soil on which they developed as due to moisture soil particles disintegrate and they are restructured in the wet soil and they adhere forming different sizes when drying.
- A certain grain-size shift can be detected during crust development in the soils of different texture:
  - In the case of dominantly sandy soils, ratio of dust finer than fine sand together with the coarsest fraction increases in the crust.
  - In the case of finer soils (silty loam, silty clayey loam), ratio of silt and clay fraction with the diameter of 0.005-0.002 mm finer than the main components of the soil increases in the crust of the soil. In the case of silty-clayey loam the ratio of finest clay increases in the crust.

- Humus content influences not the hardness primarily but it plays an important role in the formation of the crust: wet humus adsorbs finer grains increasing in this way the thickness of the developing crust.
- Crust resistivity values are greatly determined by the mechanical composition and the CaCO<sub>3</sub> content of the original soil. In crusts developed on fine textured soils silt and clay particles adhere to each other stronger partly because their relative surface is greater than that of the coarser grains and partly because they can bound more humus and water increasing adherence between the particles.

Analysing maps and space images I have pointed out that significant differences can be detected in the forest cover and in the length of field protecting forest belt networks in the given study areas:

- Greatest ratio of forest cover is found in the Nyírség study area (33%) while it is very small in the Hajdúhát (3.5%) and Karcag (2.7%) study areas. The same is true with similar orders for the length of tree rows and shelterbelts as well. Differences in forest cover in the given areas can be explained by soil and thus land-use differences. In the Nyírség where different sandy soils are found agricultural cultivation is not so profitable as in the loess areas due to the productivity of the soil and deflation risks. Therefore greater ratio of the land was forested in order on the one hand to protect land from wind by the vegetation cover and on the other hand to obtain economic use of the forest via its valuable wood material. The study area in the Hajdúhát is more complex from the soil point of view and this is reflected in the distribution of shelterbelts as well. More shelterbelts can be found in the Hajdúhát part (mainly between Hajdúnánás and Hajdúdorog) than in the areas towards the Hortobágy. This is caused by that while the productive cernozem arable lands were protected by forest belts, the boulder, less valuable soils of the Hortobágy were not. Similar tendencies occurred in the changing of the length of forests and forest belts. Both forested areas and the length of shelterbelts increased between the 1940s and the 1970s. Between 1970 and 2005 area of forests increased in the Nyírség study area while it slightly decreased in the other two study areas. Length of shelterbelts decreased in all of the three study areas between 1970 and 2005 as a result of changes in the ownership conditions.
- Regarding the structure and orientation of shelterbelts a qualification system ranging from 0 up to 5 is proposed in which the number of tree rows, porosity and orientation are considered.

- Regarding the structure of shelterbelts it can be stated that more than 80% of them meet only partly while 40-50% of them do not meet at all the regulation conditions of planting forest belts.

My research proved that both irrigation and crusts developing on the surface of the soil due to irrigation give effective protection against wind erosion. Irrigation as a method of protection against deflation can be improved by new additives that also contribute to the stabilizing of the soil surface. It seems sensible to use in Hungary as well, especially in the degraded sandy grasslands those organisms that create biological crusts and that have been studied in foreign countries for a long time.

It would be also important to measure accurately by instruments the wind speed reducing and micro-climate improving effects of shelterbelts as well as the application of such belts not only reduces soil erosion but also increases yield rates.

Ezúton szeretnék köszönetet mondani mindazoknak, akik nélkül ez a dolgozat nem születhetett volna meg:

**Dr. Lóki Józsefnek** a témavezetésért és az ösztönzésért,

**Dr. Kerényi Attilának** a dolgozatírás során nyújtott hasznos tanácsokért,

**Dr. Blaskó Lajosnak** a házi dolgozat korrekt bírálatáért és hasznos tanácsaiért,

**Soósné Mező Krisztinának** és **Grenczerné Tóth Csillának** a laboratóriumi munkában nyújtott segítségükért, illetve azért, hogy hosszú éveken át „elhallgatták” a szélcsatorna zúgását,

**Szalmási Józsefnek** a terepen és laboratóriumban nyújtott segítségéért,

**Pálfi Alettának** és **Orosz Istvánnak** a szélcsatorna-kísérletekhez nyújtott segítségükért,

**Szobatársaimnak**, azért mert elviselték a dolgozatírás során általam okozott rendetlenséget,

**Családomnak**, mert elfogadták, hogy a munkám miatt nem tölthetek otthon annyi időt, amennyit kellene.

**A dolgozat elkészültét az T 61878. számú OTKA pályázat támogatta.**

## Irodalomjegyzék

- Arens, S.M., Slings, Q., Vries de, C.N. 2004. Mobility of a remobilised parabolic dune in Kennemerland, The Netherlands. *Geomorphology* 59. pp. 175–188.
- Azizov, M.T. 1977. Influence of soil moisture on the resistance of soil to wind erosion. *Soviet Soil Science* 1. pp. 105–108.
- Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, p. 265.
- Bailey, D., Mazurak, P.A., Rosowski, J.R. 1973. Aggregation of soil particles by algae. *Journal of Phycology* 9. pp. 99–101.
- Beauregard, L. 1863. Gesztsorok telepítése az alföldi pusztákon. *Erdészeti Lapok*. p. 289.
- Belnap, J., Gillette, D.A. 1997. Disturbance of biological soil crust: impacts on potential wind erodibility of sandy desert soils in Southeastern Utah. *Land Degradation and Development* 8. pp. 355–362.
- Belnap, J., Gillette, D.A. 1998. Vulnerability of desert soil surfaces to wind erosion: impacts of soil texture and disturbance. *Journal of Arid Environments* 39. pp. 133–142.
- Belnap, J., Lange, O.L. 2003. Structure and functioning of biological soil crusts: A synthesis. In: Belnap, J., Lange, O.L. (Eds.), *Biological soil crusts: Structure, Function and Management*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 471–479.
- Belly, P.Y. 1964. Sand movement by wind. U.S. Army Coastal Engineering Research Center, Technical Memo 1. p. 38.
- Bengough, A.G., Mullins, C.E. 1990. Mechanical impedance to root growth: a review of experimental techniques and root growth responses. *Journal of Soil Science* 41. pp. 341–358.
- Biielders, C.L., Baveye, L.P., Wilding, L.R., Valentin, C. 1996. Tillage induced spatial distribution of surface crusts on a sandy paleustult from Togo. *Soil Science of American Journal* 60. pp. 843–855.
- Birkás M. 2000. A talajtömörödés kialakulása Magyarországon, következményei, megelőzésének és enyhítésének lehetőségei. MTA Doktori értekezés. Gödöllő.
- Bisal F., Hsieh, J. 1966. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Science* 102. pp. 143–146.
- Blaskó L., Karuczka A., Nyíri L., Zsembeli J. 1995. Kötött talajok szélróziós érzékenységének vizsgálata. *Agrokémia és Talajtan* 44. No. 3-4. pp. 497–503.
- Blaskó L., Karuczka A. 1998. Különböző Ca-Mg-Na telítettségű talajok kérésedési hajlama. XII. Országos Környezetvédelmi Konferencia Siófok. pp. 190–197.

- Blaskó L., Karuczka A. 1998b. A talajok kergesedési, cserepesedési hajlama és a felszínlezárodás mérséklési lehetőségei. [www.date.hu/kiadvany/tessedik/1/blasko.pdf](http://www.date.hu/kiadvany/tessedik/1/blasko.pdf) p. 9.
- Bodolay I.-né 1965a. Szélerózió elleni védekezés öntözött homokterületeken. *Agrokémia és Talajtan* 14. No. 1-2. pp. 1–16.
- Bodolay I.-né 1965b. A talajok széleróziójának folyamata és dinamikája. *Agrokémia és Talajtan* 14. No. 1-2. pp. 183–198.
- Bodolay I.-né 1966a. A talajművelés szerepe a szélerózió fellépésében. *Agrokémia és Talajtan* 15. No. 2. pp. 183–198.
- Bodolay I.-né 1966b. A széleróziót befolyásoló változó talajfizikai tulajdonságok. *Agrokémia és Talajtan* 15. No. 3-4. pp. 372–383.
- Bodolay I.-né 1968. Die rolle der bodenkundlichen Faktor im Windschutz der Sandböden. *Agrokémia Kiadó. Popert.*
- Bodolay I.-né, Pusztai A. 1968. Eredményes védekezés a defláció ellen gramoxonos takarással. *Magyar Mezőgazdaság* 23. /51/ 15.
- Bodolay I.-né, Kazó B., Máté F. 1971. Talajfelszín rögzítő latex-emulziók alkalmazása. *Meliorációs Információk és Közlemények. I. /1/.*
- Bodolay I.-né, Kazó B., Máté F. 1973. Polimerek talajjavító hatása. *A Mezőgazdaság Kemizálása. I. kötet.*
- Bodolay I.-né 1973. A szélerózió elleni védekezés jelentősége. *NTKI. Kompolt.*
- Bodolay I.-né 1975. A szélerózió fellépése és megelőzése ásványi eredetű talajainkon. *Kandidátusi értekezés. Budapest p. 249.*
- Bodolay I.-né, Máté f., Szűcs L. 1976. A szélerózió hatása a Bácskai-löszháton. *Agrokémia és Talajtan* 25. No. 1-2. pp. 96–103.
- Borsy Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. *Akadémiai Kiadó. Budapest. p. 227.*
- Borsy Z. 1968. Geomorfológiai megfigyelések a Nagykovácsban. *Földrajzi Közlemények II. pp. 129–151.*
- Borsy Z. 1969. Hajdúság. A domborzat kialakulása és mai képe. In.: *A tiszai Alföld. (szerkesztette: Marosi Sándor—Szilárd Jenő) Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 250–256.*
- Borsy Z. 1974. A futóhomok mozgásának törvényszerűségei és a szélerózió elleni védekezés. *Doktori értekezés. Debrecen. p. 329..*
- Bradford, J.M., Grossman, R.B. 1982. In situ measurement of near-surface soil strength by fall-cone device. *Soil Science Society of America Journal* 46. pp. 685–688.
- Caborn, J.M. 1957. Shelterbelts and microclimate. *Forestry Commission Bulletin No. 29.*
- Chen, W., Zhibao, D., Li, Z., Yang, Z. 1996. Wind tunnel test of the influence of moisture on the erodibility of loessial sandy loam soils by wind. *Journal of Arid Environments* 34. pp. 391–402.

- Chen, L., Xie, Z., Hu, D., Li, D., Wang, G., Liu, Y. 2006. Man-made desert soil crust as affected by environmental factors in Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments* 67. pp. 521–527.
- Chepil W. S. 1945. Dynamics of wind erosion. I. The nature of movement of soil by wind. *Soil Science* 60. pp.305–320.
- Chepil, W.S. 1953. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind: I. Soil texture. *Soil Science* 75. pp. 473–483.
- Chepil, W.S. 1956. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Science Society Proceedings* 20. pp. 288–291.
- Chepil, W.S. 1958. Soil conditions that influence wind erosion. *USDA Technological Bulletin* No. 1185.
- Cornelis, W.M. Gabriels, D. 2003. Optimal windbreak design for wind-erosion control. *Journal of Arid Environments* 61. pp. 315–322
- Csontos I. 2003. Szikes legelők fásításának tapasztalatai. In.: *Talajjavítás-Talajvédelem*. Debrecen, pp. 145–149.
- Degens, B.P. 1997. Macro-aggregation of soils by biological bonding and binding mechanisms and the factors affecting these: a review. *Australian Journal of Soil Research* 35. pp. 431–459.
- Dikkeh, M. 1991. A szélerózió néhány törvényszerűségének és védekezési lehetőségének vizsgálata. Kandidátusi értekezés. Gödöllő. p. 128.
- Droze, W.H. 1977. *Trees, prairies and people: A history of tree planting in the Plains states*. USDA Forestry Services and Texas Woman's University Press, Denton Texas, p. 313
- Egerszegi S. 1951. A szélerózió /defláció/ leküzdése erdősávrendszerrel. *Időjárás* 55. pp. 161. és 55. pp. 210.
- Egerszegi S. 1961 A homokvédelem fontosságáról. *Magyar Mezőgazdaság* 16. pp. 1–16.
- Egerszegi S. 1962 A homoktalaj tartós megjavítása elméletének és alkalmazásának főbb szempontjai. *MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei* XXI. 1–2.
- Egerszegi S. 1964 Hozzászólás Berényi D.: A szélerózió c. előadásához. *MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei* XXII. pp. 195–206.
- Eldridge, D.J., Greene, R.S.B. 1994. Microbiotic soil crusts: a review of their roles in soil and ecological processes in the rangelands of Australia. *Australian Journal of soil Research* 32. pp. 389–415.
- Eldridge, D.J. 2001. Biological soil crusts of Australia. In: Belnap, J., Lange, O. (Eds.), *Biological Soil Crusts: Structure, Management and Function*. *Ecological Studies*, vol. 150. pp. 119–132. Springer-Verlag, Berlin.
- Eldridge, D.J., Leys, J.F. 2003. Exploring some relationships between biological soil crusts, soil aggregation and wind erosion. *Journal of Arid Environments* 53. pp. 457–466.

- FAO, 1969. FAO study tour on shelterbelts and windbreaks in the USSR, Part 1. UNDP No. TA 2561, Rome
- Fekete Z., Király M. 1971. A deflációs talajpusztulás nyári és őszi eloszlásának hatása a Duna-Tisza közti ültetvényekben. Kertészeti Egyetem Közleményei. XXXV. pp. 215–221.
- Franyó F. 1966. A Sajó-Hernád hordalékkúpja a negyedkori földtani események tükrében. Földrajzi Értesítő XV. pp. 158–178.
- Fryrear, D.W. 1963. Annual crops as wind barriers. Transactions of the American Societies Agricultural Engineers 6. pp. 340–342.
- Fryrear, D.W. 1998. Mechanics, measurement and modelling of wind erosion. Advances in GeoEcology 31. pp. 291–300.
- Gabriels, D., Cornelis, W., Pollet, I., Van Coillie, T., Ouessar, M. 1997. The I.C.E. wind tunnel for wind and water erosion studies. Soil Technology 10. pp. 1–8.
- Gabriels, D., Tack, K., Cornelis, W. M., Erpul, G., Norton, D., Biesemans, J. 1998. Effect of wind-driven rain on splash detachment and transport of a silt loam soil: a slope wind-tunnel experiment. Proceedings of the International Workshop on Technical aspects and use of wind tunnels for wind-erosion control. Combined effect of wind and water on erosion processes. Ghent. Belgium. pp. 87–93.
- Gábris Gy., Félegyházi E., Nagy B., Ruszkiczay Zs. 2001. A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi felszínfejlődése. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei 2001. CD, Szeged.
- Gál J. 1961. Az erdősávok hatása a szél sebességére. Erdészettudományi Közlemények 2. pp. 5–67.
- Gál J. 1965. A mezővédő erdősávok hatásának komplex vizsgálata. Doktori értekezés. Sopron.
- Gál J. 1966. Szélerózió elleni védekezés mezővédő erdősávokkal. Agrokémia és Talajtan 15. No. 2. pp. 199–211.
- Gillette, D.A. 1978. Tests with a portable wind tunnel for determining wind erosion threshold velocities. Atmospheric Environment 12. pp. 2309–2313.
- Gillette, D.A., Adams, J., Endo, A., Smith, D., Kihl, R. 1980. Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils. Journal of Geophysical Research 85. pp. 5621–5630.
- Gillette, D.A., Adams, J., Muhs, D., Kihl, R. 1982. Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for input of soil particles into the air. Journal of Geophysical Research 87. pp. 9003–9015.
- Goossens, D. 1997. Long-term aeolian loess accumulation modelled in the wind tunnel: the Molenberg case (central loss belt, Belgium). Zeitschrift für Geomorphologie 41. pp. 115–129.

- Goossens, D., Offer, Z.Y. 2000. Wind tunnel and field calibration of six aeolian dust samplers. *Atmospheric Environment* 34. pp. 4043–1057.
- Goossens, D. 2004. Effect of soil crusting on the emission and transport of wind-eroded sediment: field measurements on loamy sandy soil. *Geomorphology* 58. pp. 145–160.
- Grabner E. 1927. Homoktalajaink termőképességének megjavítása műtrágyák használatával. *Köztelek.* 37. pp. 153–154.
- Greene, R.S.B., Chartres, J.C., Hodgkinson, K.H. 1990. The effect of fire on the soil in a degraded semiarid woodland. I. Physical and micromorphological properties. *Australian Journal of Soil Research* 28. pp. 755–777.
- Hagen, L.J., Skidmore, E.L. 1971 Windbreak drag as influenced by porosity. *Transactions of the American Societies Agricultural Engineers* 14. pp. 454–465.
- Hagen, L.J., Skidmore, E.L., Layton, J.B. 1988. Wind erosion abrasion: effect of aggregate moisture. *Transactions of the American Societies Agricultural Engineers* 31. pp. 725–728.
- Hagen, L.J., Schroeder, B., Skidmore, E.L. 1995. A vertical soil crushing-energy meter. *Transactions of American Societies Agricultural Engineers* 38. pp. 805–808.
- Harkányiné Székely Zs., Karácsonyi J., Szabó L. 1994. Wind Erosion Problem in Hungary. *Agrokémia és Talajtan* 43. 1-2. pp. 109–112.
- Heisler, G.M., DeWalle, D.R. 1988. Effect of windbreak structure on wind flow. *Agricultural Ecosystems and Environment* 22-23. pp. 41–69.
- Horikawa, K., Hotta, S., Kubota, S. 1982. Experimental study of blown sand on a wetted sand surface. *Coastal Engineering in Japan* 25. pp. 177–195.
- Illés N. 1870. *Erdőtenyésztés tan.* Országos Erdészeti Egyesület Kiadása, Buda
- Ishihara, T., Iwagaki. Y. 1952. On the effect of sand storm in controlling the mouth of the Kiku River. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute Kyoto University.* No. 2.
- Iwagaki, Y. 1950. On the effect of sand-drift on the coast by wind for the filling up with sand in Ajiro-Harbor. *Journal of the Japanese Society of Civil Engineers* 35. pp. 265–271.
- Jensen, M. 1954. Shelter effect: Investigations into aerodynamics of shelter and its effects on climate and crops. Danish Technology Press, Copenhagen p. 264.
- Judd, M.J., Raupach, M.R., Finnigan, J.J. 1996. A Wind tunnel study of turbulent flow around single and multiple windbreaks. *Boundary-Layer Meteorology* 80. pp. 127–165.

- Kádár L., Papp A., Szabó J. 1964. Adalékok a Magyar-medence felszínfejlődéséhez. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina Tomus X.* pp. 163–220.
- Karácsony J. (1974): A talajközeli szélviszonyok műszeres vizsgálata. OMSZ. Hiv. Kiadv. XLIV. K. Budapest. pp. 163–167.
- Kemper, W.D., Miller, D.E. 1974. Management of crusting soils: some practical possibilities. pp. 1-6. In.: Carry, J.W., Evans, D.D. (eds.) *Soil Crusts. Technical Bulletin 214.* Agricultural Experimental Station. University of Arizona,
- Király M., Karácsony J. 1977. Deflációt kiváltó időjárási tényezők, kísérlet a defláció talajmennyiség mérésére. OMSZ hivatalos kiadványai XLIII. Budapest. pp. 205–210.
- Kiss F. 1892. A Szeged-vidéki homokterületek beerdősítéséről. *Erdészeti Lapok.* pp. 279-299., pp. 385–405.
- Kiss T. 1997. Eróziós mérések a parabolabuckák lejtőin a debreceni Erdőpuszta területén. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina Tomus XXIV.* pp. 151–165.
- Kiss T., Nyári D. 2005. Homokmozgások vizsgálata a Duna-Tisza közén. *Földrajzi Közlemények CXXIX.* 3-4. pp. 133–147.
- Kreybig L. 1937. A Magyar Királyi Földtani Intézet talajfelvételi, vizsgálati és térképezési módszere. Magyar Királyi Földtani Intézet Kiadványai. Budapest, pp. 148–244.
- Krolopp E., Szónoky M. 1989. Nagykunsági felszínközeli negyedidőszaki képződmények üledéktani és paleoökológiai vizsgálata. *Alföldi Tanulmányok.* pp. 25–47.
- Langston, G., McKenna Neuman, C. 2005. An experimental study on the susceptibility of crusted surfaces to wind erosion: A comparison of the strength properties of biotic and salt crusts. *Geomorphology* 72. pp. 40–53.
- Leuven, M.L. 1982. Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. In.: Yaalon, D.H. (eds.) *Aridic Soils and Geomorphic Processes.* pp. 161–173. *Catena Supplement 1.*, Braunschweig Catena Verlag. p.219.
- Leys, J.F., Raupach, M.R. 1991. Soil flux measurements using a portable wind tunnel. *Australian Journal of Soil Research* 29. pp. 533–552.
- Leys, J.F., Eldridge, D.J. 1998. The influence of cryptogamic crust disturbance to wind erosion on sand and loam rangeland soils. *Earth Surface Processes and Landforms* 23. pp. 963–974.
- Lóki J. 1985. A téli nyírségi szélerózióról *Acta Academiae Paedagogicae Nyiregyháziensis Tomus X.* Nyíregyháza, pp. 35–41.

- Lóki J. 1994. Mezőgazdaság-központú természetföldrajzi vizsgálatok a Duna-Tisza köze É-i felének példáján. Kandidátusi értekezés Debrecen p. 199.
- Lóki J. 1995. Széleróziós vizsgálatok a Duna-Tisza köze É-i felén. XIII. Vándorgyűlés Magyar Hidrológiai Társaság Baja I. kötet pp.191–202.
- Lóki J., Szabó J. 1997. Neuere Windkanaluntersuchungen der Deflationssensibilität von Böden des Ungarischen Tieflandes Zeitschrift für Geomorphologie 41. pp. 145–159.
- Lóki J., Szabó J. 1997. Az alföldi talajok deflációérzékenységi vizsgálata szélcsatornában. Kompolt. Regionális Agrárkutatói és vidékfejlesztési workshop. pp.73–83.
- Lóki J., Szabó J. 1998. Wind tunnel studies on deflation sensitivity of lowland soils in Hungary. Proceedings of the International Workshop on Technical aspects and use of wind tunnels for winderosion control Combined effect of wind and water on erosion processes (November 17-18, 1997, Ghent, Belgium) Edited by Donald Gabriels and Wim M. Cornelis. I.C.E. Special Report No. 1998/1, International Centre for Eremology, University of Ghent, Belgium. pp. 33–43.
- Lóki J. 2000. The study of wind erosion on different soil by wind tunnel. Debrecen. Anthropogenic aspects of landscape transformations 1. pp. 37–44.
- Lóki J. 2001. A hazai széleróziós kutatások matematikai összefüggései. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei 2001. CD kiadvány
- Lóki J. 2001. The methods of protection against wind erosion. Funkcjonowanie Geosystemów W Zróżnicowanych Warunkach Morfoklimatycznych – Monitoring, Orchrona, Edukacja Andrzej Karczewski, Zbigniew Zwolinski (red.) Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznan 2001. pp. 305–318.
- Lóki J., Négyesi G. 2003. Adalékok a Nyírség talajainak erodálhatóságához, szélcsatorna vizsgálatok alapján. Természettudományi Közlemények 2. Nyíregyháza, pp. 185–194.
- Lóki J., Négyesi G. 2004. Wind Erosion protection effect of the vegetation – based on wind-tunnel experiments-. Anthropogenic aspects of landscape transformations 3. pp. 61–69.
- Lóki J. 2004. A szélerózió mechanizmusa és magyarországi hatásai. MTA doktori értekezés, Debrecen, p. 265.
- Lóki J., Négyesi G. 2006. The effect of plot size on wind erosion. Anthropogenic aspects of landscape transformations 4. pp. 48–54.

- Lóki J., Demeter G., Négyesi G., Vass R., Molnár M., 2008. Holocén korú homokmozgások a Nyírségben. Tanulmányok a geológia tárgyköréből Dr. Kozák Miklós tiszteletére. Debrecen, pp. 111–122.
- Lyles, L., Allison, B. E. 1976. Equivalent wind-erosion protection from selected crop residues. *Transactions of American Society Agricultural Engineers* 24. pp. 405–408.
- Lynch, J.M., Bragg, E. 1985. Microorganisms and aggregate stability. *Advances in Soil Sciences*. Springer-Verlag, New York, pp. 134–170.
- Magyar P. 1961. Alföldfásítás II. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 622.
- Marcell Gy. 1926. Az erdős területek szélviszonyairól. *Erdészeti Kísérletek* 3-4. pp. 1–43.
- Maurer, T., Herrmann, L., Gaiser, T., Mounkaila, M., Stahr, K. 2006. A mobile wind tunnel for wind erosion measurements. *Journal of Arid Environments* 66. pp. 257–271.
- Mazor, G. Kidron, G.J. Vonshak, A., Abeliovich, A., 1996. The role of cyanobacterial exopolysaccharides in structuring desert microbial crusts. *FEMS Microbiology Ecology* 21. pp. 121–130.
- McIntyre, D.S. 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science* 85. pp. 85–189.
- McKenna Neumann, C., Nickling W.G. 1989. A theoretical and wind-tunnel investigation of the effect of capillary water on the entrainment of sediment by wind. *Canadian Journal of Soil Science*, 69. pp. 79–96.
- McKenna Neumann, C., Maxwell, C.D., Boulton, J.W. 1996. Wind transport of sand surfaces with photoautotrophic microorganisms. *Catena* 27. pp. 229–247.
- McKenna Neumann, C., Maxwell, C.D. 1999. A wind tunnel study of the resilience of three fungal crusts to particle abrasion during aeolian sediment transport. *Catena* 38. pp. 151–173.
- McKenna Neumann, C., Maxwell, C. 2002. Temporal aspects of the abrasion of micropytic crust under grain impact. *Earth Surface Processes and Landforms* 27. pp. 891–208.
- McKenna Neumann, C., Rice, M.A. 2002. Mechanics of crust rupture and erosion. *Proceedings of the Fifth International Conference on Aeolian Research and the Global Change and Terrestrial Ecosystem-Soil Erosion Network Joint Meeting Lubbock, Texas, July 2002*. Texas Tech University. Publication number 02-2.
- McKenna Neumann, C., Maxwell, C., Ruutledge, C. 2005. Spatial and temporal analysis of crust deterioration under particle impact. *Journal of Arid Environments*. 60. pp. 321-342.
- McNaughton, K.G. 1988. Effects of windbreaks on turbulent transport and microclimate. *Agricultural Ecosystems and Environment* 22-23. pp.17–39.

- Mech, S.J. 1955. Wind erosion control in the Columbia Basin. Washington Agricultural Experiment Station. p.268.
- Mezősi G., Szatmári J. 1998. Assessment of wind erosion risk on the agricultural area of the southern part of Hungary. *Journal of Hazardous Materials* 61. pp. 139–153
- Mitterpacher L. 1777. Von der Bindung und Benützung des Flugsandes. Buda.
- Mitterpacher L. 1779-94. *Elementa Rei Rustica in usum Academicarum Regni Hungariae. Partes 3.* Buda.
- Molnár F. 1822. A folyó homok eredetéről, veszedelmességéről, s elfojtásáról. *Tudományos Gyűjtemény X. kötet.* Pesten.
- Mulhearn, P.J., Bradley, E.F. 1977. Secondary flow sin the lee of porous shelterbelts. *Boundary-Layer Meteorology* 12. pp. 75–92.
- Naegeli, W. 1946. Weitere Untersuchungen über die Windverhältnisse im Bereich von Windschutzanlagen (Further investigations of wind conditions in the range of shelterbelts). *Mitteilungen Schweizerische Anstalt für das Forstliche Versuchswesen* 24, pp. 660–737.
- Nagyváti J. 1791. A szorgalmatos mezei gazda. I. Pesten.
- Négyesi G. 2007. Formation of soil crusts and measuring crust resistance by penetrometer. *Acta Geographica Silesiana* 1. pp. 35–39.
- Négyesi G. 2008. Studying the wind erosion reducing effect of irrigation on soils of the Hajdúhát. *Anthropogenic aspects of landscape transformations* 5. pp. 71–79.
- Négyesi G. 2009. Typifying shelterbelts in Hungary. *Acta Geographica Silesiana* 5. pp. 43–52.
- Nickling, W.G. 1978. Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley. Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Science* 15. pp. 1069–1084.
- Nickling, W.G., Gillies, J.A. 1993. Dust emission and transport rate in Mali, West Africa. *Sedimentology* 40. pp. 859–868.
- Nyíri L. és munkatársai 1993. Az alföldi talajok felgyorsult degradációjának és széleróziójának megállítását és a táj védelmét szolgáló komplex talajvédő rendszerek kidolgozása. Zárójelentés. DATE Kutatóintézet, Karcag
- Pluis, J.L.A., Winder de, B. 1989. Spatial patterns in algae colonization of dune blowouts. *Catena* 16. pp. 499–506.
- Pluis, J.L.A., Boxel, J.H. 1993. Wind velocity and algal crusts in dune blowouts. *Catena* 20. pp. 581–594.
- Raine, J.K., Stevenson, D.C. 1977. Wind protection by model fences in simulated atmospheric boundary layer. *Journal of Industry and Aerodynamics* 2. pp. 159–180.

- Rajot, J.L., Alfaro, S.C. Gomes, L., Gaudichet, A. 2003. Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion. *Catena* 53. pp. 1–16.
- Rice, M.A., Mullins, C.E., McEwan, I.K. 1997. An analysis of soil crust strength in relation to potential abrasion by saltating particles. *Earth Surface Processes and Landforms* 22. pp. 869–883.
- Rice, M.A., McEwan, I.K., Mullins, C.E. 1999. A conceptual model of wind erosion of soil surfaces by saltating particles. *Earth Surface Processes and Landforms* 24. pp. 383–392.
- Rice, M.A., McEwan, I.K. 2001. Crust strength: a wind tunnel study of the effect of impact by saltating particles on cohesive soil surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms* 26. pp. 721–733.
- Richards, L.A. 1953. Modulus of rupture as an index of crusting of soil. *Proceedings of Soil Science Society America* 17. pp. 321–323.
- Roller K. 1953a. Mezővédő erdősávok telepítésének tanulságai és jövőbeni irányelvei. *MTA Agrártudományi Osztályának Közleményei II.* pp. 471–523
- Roller K. 1953b. Áttörtségi tényező figyelembevétel a mezővédő erdősávok tervezésénél. *Az Erdő* 3. pp. 274–323.
- Rónai A. 1963. Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata. *Hidrológiai Közlöny* 5. pp. 378–390.
- Rosenberg, N.J. 1974. *Microclimate: The Biological Environment.* p. 528. Wiley, New York.
- Roth, Christian H. 1997. Bulk density of surface crusts: depth functions and relationship to texture. *Catena* 29. pp. 223–237.
- Shao, Y., McTainsh, G.H., Leys, J.F., Raupach, M.R., 1993. Efficiencies of sediment samplers for wind erosion measurement. *Australian Journal of Soil Research* 31. pp. 519–532.
- Sherman, D.J., Jackson, D.W.T., Namikas, S.L., Wang, J. 1998. Wind-blown sand on beaches: an evaluation of models. *Geomorphology* 22. pp. 113–133.
- Skidmore E.L. 1969. Modifying the microclimate with wind barriers. *Proceedings of seminar "Modifying the Soil and Water Environment for Approaching the Agricultural Potential of the Great Plains"* Agricultural Council Publishers No. 34. Vol. 1 pp. 107–120, March 17-19.
- Skidmore, E.L., Dahl, L. 1978. Surface soil drying: Simulation experiment. *Abstracts for commission papers. 11th Congress, Edmonton, Canada, June 1978.*
- Skidmore, E.L., Powers, D.H. 1982. Dry soil-aggregate stability: energy-based index. *Soil Science Society of America Journal* 46. pp. 1274–1279.

- Spaan, W.P., Van den Abele 1991. Wind-borne particle measurements with acoustic sensors. *Soil Technology* 4. pp. 51–63.
- Sterk, G., Jacobs, A.F.G., van Boxel, J.H. 1998. The effect of turbulent flow structures on saltation sand transport in the atmospheric boundary layer. *Earth Surface Processes and Landforms* 23. pp. 877–887.
- Sue, K., Kaneuchi, A. 1951. Field observation of sand movement by wind at Nanakubo beach. *Forestry Conservation Report* 4. Forestry Agency, Ministry of Agriculture and Forestry, pp. 23–27.
- Sue, K. 1963. A fundamental study of coastal sand dune stabilisation. *Bulletin of the Kyushu University Forests* 43. pp. 1–120.
- Szabó L. 1928. Homoktalajaink feljavítása. *Köztelek*. 38. pp. 115–116.
- Szatmári J. 1996. A természeti táj ember általi átalakításának hatása a szél-erózió dinamikájára Duna-Tisza közti mintaterületen. *Geográfus doktórandszok I. országos konferenciájának előadásai*. Pécs. pp. 53–63.
- Szatmári J. 1997. Wind erosion risk on the Southern part of the Great Hungarian Plain. *Acta Geographica Szegediensis XXXVI*. pp. 121–135.
- Szatmári J. 1997. A szél-erózió hatása a Duna-Tisza közén. *Geográfus doktórandszok II. országos konferenciájának előadásai*. Budapest. pp. 51–56.
- Szatmári J. 1998. A kömpöci szél-eróziós kísérleti terület és hidrometeorológia állomás. *Kutatási jelentés az 1997-es évről a BFNTÁ számára*. Kézirat. p. 15.
- Szatmári J. 1999. Elfújta a bőjti szél. *Az Alföld a XXI. század küszöbén*, Békéscsaba. pp. 391–394.
- Szatmári J. 2006. Geoinformatikai módszerek és folyamatmodellek alkalmazása a szél-eróziós vizsgálatokban. *Doktori értekezés*, Szeged, p. 110.
- Szöllősi I. 2003. A 3T SYSTEM készülékkel mért penetrációs ellenállás és nedvességtartalom összefüggése vályog fizikai féleségű talajon. *Agrokémia és Talajtan* 52. 3-4. pp. 263–274.
- Takle, E.S., Wang, H., Schmidt, R.A., Brandle, J.R. Jairell, R.L. 1997. Pressure perturbation around shelterbelts: Measurements and model results. *12th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*. pp. 563–564. American Meteorological Society, Vancouver, British Columbia
- Thomas, A.D., Dougill, A.J. 2007. Spatial and temporal distribution of cyanobacterial soil crusts in the Kalahari: Implications for soil surface properties. *Geomorphology* 85. pp. 17–29.
- Tillie, M. 1992. *Ambiance dans les batiments d'élevage bovin*. Session Institut de l'Élevage, No. 222. Paris

- Tóth Cs., Félegyházi E. 2003. Adatok a Hortobágy pleisztocén végi fejlődés-történetéhez. Tisza-völgyi tájváltozások. Alföldkutatásért Alapítvány, Kisújszállás, pp. 95–111.
- Troeh, F.R., Hobbs, J.A., Donahue, R.L. 1980. Soil and water conservation for productivity and environmental protection. Prentice-Hall, Englewood Cliffs
- Tsang, V.M.S. 1997. A wind tunnel study to determine the vegetation cover required to suppress sand and dust transport at Owens (dry) Lake, California. Masters Thesis, University of California, Davis, p. 158.
- Valentin, C., Bresson, L.M. 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55. pp. 225–245.
- Vályi K. A. 1796-1799. Magyarországnak leírása. 3 kötet. Buda.
- van Eimern, J., Karschon, R., Razumova, L.A., Robertson, G.W. 1964. Windbreaks and shelterbelts. WMO Technical Note No. 59.
- Várallyay Gy., Szűcs L. 1978. Magyarország új, 1:100 000 méretarányú talaj-térképe és felhasználási lehetőségei. *Agrokémia és Talajtan* 27. No. 3-4. pp. 267–283.
- Wang, H., Takle, E.S. 1995. A numerical simulation of boundary layer flows near shelterbelts. *Boundary-Layer Meteorology* 75. pp. 141–173.
- Wang H., Takle E.S. 1996. On three-dimensionality of shelterbelt structure and its influences on shelter effects. *Boundary-Layer Meteorology* 79. pp. 83–105.
- Wang, Z., Zhou, Y., Zheng, X. 2006. Tensile test of natural microbiotic crust. *Catena* 67. pp. 139–143.
- West, N.E. 1990. Structure and function of microphytic soil crusts in wildland ecosystems of arid and semi-arid regions. *Advances in Ecological Research* 20. pp. 179–223.
- Westsik V. 1931. Jelentés a Tiszántúli Mezőgazdasági Kamara nyíregyházi homokjavító kísérleti gazdaságának működéséről. Tiszántúli Mezőgazdasági Kamara. Debrecen.
- Westsik V. 1944. Homoki vetésforgók üzemi eredményei. A Tiszántúli Mezőgazdasági Kamara. Debrecen.
- Westsik V. 1965. Vetésforgókísérletek homoktalajon. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- Whitford, W.G. 1996. The importance of the biodiversity of soil biota in arid ecosystems. *Biodiversity and Conservation*. pp. 185–195.
- Wiggs, G.F.S., Baird, A.J., Atherton, R.J. 2004. The dynamic effects of moisture on the entrainment and transport of sand by winds. *Geomorphology* 59. pp. 13–30.
- Williams, J.D., Dobrowolski, J.P., West, N.E., Gillette, D.A. 1995. Microphytic crust and influence on wind erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 38. pp. 131–137.

- Woodruff, N.P., Zing, A.W. 1952. Wind-tunnel studies of fundamental problems related to windbreaks. USDA, SCS-TP-112.
- Woodruff, N.P., Zing, A.W. 1953. Wind tunnel studies of shelterbelt models. *Journal of Forestry* 51. pp. 173–178.
- Woodruff, N.P., Fryrear, D.W., Lyles, L. 1963. Reducing wind velocity with field shelterbelts. *Kansas Agricultural Experiment Station Technical Bulletin* 131. p. 26.
- Zhang, Y.M., Wang, X.Q, Wang, W.K., Yang, W.K., Zhang, D.Y. 2006. The microstructure of microbiotic crust and its influence on wind erosion for a sandy soil surface in the Gurbantunggut Desert of Northwestern China. *Geoderma* 132. pp. 441–449
- Zhang, Z., Dong, Z., Zhao, A., Yuan, W., Han, L. 2008. The effect of restored microbiotic crust on erosion of soil from a desert area in China. *Journal of Arid Environments* 72. pp. 710–721.
- Zingg, A. W. 1951. A portable wind tunnel and dust collector developed to evaluate the erodibility of field surfaces. *Agronomy Journal* 43. pp. 189–191.