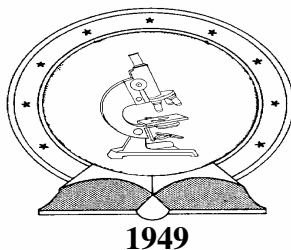


DE TTK



**A talajerózió és a suvadás közötti kapcsolatok vizsgálata térképezési
módszerekkel a Nyárádmagyarósi-medence mintaterületein**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Szerző:
Fazakas Csaba

Témavezető:
Prof. Dr. Kerényi Attila

Debreceni Egyetem
Természettudományi Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola

Debrecen, 2013

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi Doktori Tanács Földtudományok Doktori Iskola, Tájvédelem és éghajlat programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2013.

a jelölt aláírása

Tanusítom, hogy Fazakas Csaba doktorjelölt 2003-2008 között a fent megnevezett Doktori Iskola Tájvédelem és éghajlat programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 2013.

a témavezető aláírása

**A talajerózió és a suvadás közötti kapcsolatok vizsgálata térképezési
módszerekkel a Nyárádmagyarósi-medence mintaterületein**

Értekezés a doktori (PhD) fokozat megszerzése érdekében
a Földtudomány tudományágban

Írta: Fazakas Csaba okleveles geográfus

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskolája
(Tájvédelem és éghajlat programja) keretében

Témavezető: Prof. Dr. Kerényi Attila

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Dr. Dévai György.....

tagok: Dr. Gábris Gyula.....

Dr. Szabó Szilárd.....

A doktori szigorlat időpontja: 2012. 12. 13.

Az értekezés bírálói:

Dr.

Dr.

Dr.

A bírálóbizottság:

elnök: Dr.

tagok: Dr.

Dr.

Dr.

Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 2013. március 14.

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	
1.1. A kutatás tárgya.....	1
1.2. A kutatás célkitűzései.....	2
2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK.....	3
2.1. Talajdegradáció és a talajerózió fogalma.....	3
2.2. A talajerózió gazdasági következményei.....	4
2.3. A talajeróziós folyamat jellege, kiváltó és befolyásoló tényezői.....	5
2.3.1. A talajeróziót kiváltó tényezők.....	6
2.3.1.1. A csapadékvíz eróziós hatása.....	6
2.3.1.2. A lejtők szerepe az erózió kialakulásában.....	6
2.3.2. Az eróziót befolyásoló tényezők.....	11
2.4. Az erózió mértékének becslésére alkalmazott módszerek.....	13
2.4.1. Minőségi erózióvizsgálat, szakértői elemzések.....	14
2.4.2. Kvantitatív megközelítés – az erodált talaj közvetlen mérése szabadföldi kísérleteken.....	15
2.4.3. Modell típusú megközelítés - folyamat alapú modellek.....	15
2.4.4. A vízerózió előfordulási veszélyének becslésére alkalmazott kockázat-elemzési módszerek adatainak értékelése.....	17
2.5. A digitális talajeróziós modellezés áttekintése.....	18
2.5.1. Eróziós modellezés az USA-ban.....	18
2.5.2. Eróziós modellezés Magyarországon.....	20
2.5.3. Az eróziós modellek elterjedése Romániában.....	21
2.6. Az eróziós állapot térképezése (térképezésének lehetőségei).....	22
2.6.1. A hagyományos eróziós térképezés.....	22
2.6.2. A digitális térképek használata a talajerózió kutatásában.....	23
2.6.3. A Digitális Domborzat Modellek (DDM) használata az eróziós modellezésben.....	24
2.7. Suvadás típusú lejtős tömegmozgások.....	26
2.7.1. A lejtős tömegmozgások típusai.....	26
2.7.2. A lejtős tömegmozgások erdélyi vonatkozású kutatása a magyar nyelvű szakirodalomban.....	26
2.7.3. Lejtős tömegmozgások a román nyelvű szakirodalomban.....	27
2.7.4. A csuszamlások.....	28
2.7.4.1. A csuszamlások típusai.....	28
2.7.4.2. A csuszamlásokat kiváltó, elősegítő általános tényezők.....	29
2.7.5. A suvadások.....	31
2.7.5.1. Az Erdélyi-medence suvadásainak kutatástörténete.....	31
2.7.5.2. A suvadások a román nyelvű szakirodalomban.....	32

2.7.6. A suvadások kialakulásának feltételei.....	34
2.7.6.1. A vízfelvétel kérdésköre.....	34
2.7.6.2. A közvetlen vízfelvétel és a lejtőanyag kapcsolata.....	34
2.7.7. A suvadások szerepe a talajok eróziójában.....	35
2.8. A DDM-ek használata a suvadások kutatásában.....	36
3. ANYAG ÉS MÓDSZER.....	37
3.1. A mintaterületek kiválasztásának szempontjai.....	37
3.2. Az 1. mintaterület.....	38
3.2.1. A Rigós- és Peres-patakok vízgyűjtőjének rövid jellemzése. A mintaterület eróziós állapotfelmérésére szolgáló talajmintavételezés és feldolgozás.....	39
3.2.2. Az eróziós fokozatok terepi meghatározása.....	39
3.2.3. A talajminták laboratóriumi elemzése.....	40
3.2.4. Morfometriai, térinformatikai és statisztikai eljárások.....	40
3.3. A 2. mintaterület (a nyárádmagyarósi suvadás területe) rövid jellemzése.....	41
3.3.1. Suvadások talajeróziós hatásának vizsgálatára felhasznált anyagok és eljárások.....	41
3.4. A nyárádselyei suvadás kialakulási feltételeinek vizsgálata.....	42
3.5. A Nyárádmagyarósi - medence suvadásérzékenységének meghatározása.....	42
4. EREDMÉNYEK.....	44
4.1. Az eróziós állapot vizsgálata a Peres- és a Rigós- patakok vízgyűjtő medencéjében.....	44
4.1.1. A terület hagyományos eróziós térképe.....	44
4.2. A Peres- és a Rigós- patakok vízgyűjtő medencéjének digitális eróziós modellezésében használt eljárások.....	49
4.2.1. az USLE tényezőinek térinformatikai feldolgozása.....	50
4.2.1.1. Az eső erodálóképességének tényezője, az R-tényező.....	51
4.2.1.2. A talaj erodálhatósági tényezője, a K-tényező.....	52
4.2.1.3. A C-tényező a felszínborítottság, a területhasználat tényezője.....	55
4.2.1.4. P - erózió elleni védelem (az alkalmazott talajművelési mód) tényezője.....	58
4.2.1.5. A lejtőhossz és lejtőhajlás tényezője (LS).....	58
4.2.2. Az erózióbecslő térkép.....	62
4.3. A lejtős tömegmozgások szerepe a Nyárádmagyarósi-medence talajainak pusztulásában.....	64
4.3.1. A Nyárádmagyarósi suvadás.....	65
4.3.1.1. A suvadásos terület talajainak vizsgálata.....	72

4.3.2. A nyárádselyei suvadás.....	77
4.3.2.1. A nyárádselyei suvadás szerepe a talajok eróziójában	82
4.4. A Nyárádmagyarósi-medence suvadásformái kialakulását elősegítő tényezők	83
4.4.1. A suvadást előkészítő klimatikus tényezők.....	83
4.4.2. A földtani, talajtani és domborzati tényezők szerepe a csuszamlások létrejöttében.....	89
4.4.2.1. A talajtani tényezők szerepe a suvadások létrejöttében	92
4.4.2.2. A domborzat szerepe a suvadások létrejöttében.....	96
4.4.2.3. A növényzet szerepe a suvadások létrejöttében	100
4.5. Csuszamlásveszélyes területek kijelölése domborzatmodellel	102
5. ÖSSZEFOGLALÁS.....	108
6. SUMMARY.....	115
7. FELHASZNÁLT IRODALOM.....	121
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS.....	137
FÜGGELÉK.....	138
A szerző fontosabb publikációi	138
MELLÉKLET	140
A mintaterületeken vizsgált talajegységek (pedonok) helyszíni és laboratóriumi jellemzői.....	140

1. Bevezetés

1.1. A kutatás tárgya

Környezetvédelmi szakemberek szerint a megújuló természeti erőforrásokat pusztító folyamatok közül világméretben is egyik legveszélyesebb a talajerózió, amely sok területen, különösen a trópusokon, ezen belül különösen a nedves trópusokon, az élelmiszertermelés gátjává vált (ALLEN, R. 1984 in KERÉNYI A. 1991).

A tájban a talaj kettős szerepet tölt be: egyrészt a természeti környezet elengedhetetlen tényezője, másrészt az emberi társadalom ősi és ma is fontos termelőeszköze (VÁRALLYAY 1994, 2003). E két funkció ellentétbe kerülhet, és mint a gyakorlat bizonyítja, ellentétbe is kerül egymással (SZABÓ SZ. 2004). A kérdés megoldásában a talajvédelmi feladaton túl érdemes figyelembe venni a tájvédelmi kívánalmakat is. A talajvédelem és tájvédelem feladata (ez esetben) az, hogy a talajt olyan állapotban tudjuk tartani, hogy az meg tudja felelni mind a természeti rendszerekben betöltött funkcióinak (termékenység, öntisztulás) mind a társadalmi elvárásoknak (termelőeszköz). Ehhez szükséges a talajerózió folyamatának kutatása, mivel a talajvédelmi eljárások ezen alapulnak. A talajerózió kutatásának gazdag a szakirodalma (KAZÓ B. 1966, 1967, GÓCZÁN L. 1967, 1969, PINCZÉS Z. 1968, PINCZÉS Z.- BOROS L. 1967b, KERÉNYI A. 1981, 1984, 1986, 1987, 1991, KERÉNYI A. et al. 1990, ERŐDI et al. 1965, THYLL SZ. 1992, CENTERI Cs. 2002b, MEZŐSI G. et al 1993, KERTÉSZ, Á. et al. 2003, 2004, 2006). Vannak azonban olyan kutatási témák, melyek az eróziós kutatás határterületét jelentik, s amelyekkel kevésbé foglalkoznak a kutatók. Ilyenek azok a geomorfológiai jelenségek, amelyek az erózió folyamatát befolyásolják, és közvetlen hatással vannak a talajok termékenységére. A lejtőn történő tömegmozgásos folyamatok ezek közé tartoznak. A kutatásaim tárgyaként éppen ezért a suvadások vizsgálatát választottam abból a szempontból, hogy azok milyen hatással vannak a talajerózióra, új talajtípusok kialakulására és ezen keresztül a termékenységükre. Kutatási területként az Erdélyi-medence K-i peremén elterülő Nyárádmenti-dombságot választottam.

A szakirodalomban igen kevés olyan munka jelent meg, amely a Nyárádmenti-dombság talajainak állapotát, a térség geomorfológiai arculatának változását vizsgálná. E térség domborzata, közettani felépítése és földrajzi helyzete sajátos talajféleségek, különleges pusztulási és felhalmozódási formák kialakulására ad lehetőséget, melyek kutatásaink tárgyát képezik.

A mintaterület alkalmas az eróziós térképezés különböző módszereinek alkalmazására és összehasonlító elemzésére.

Vizsgált területünk olyan települések (Nyárádmagyarós, Nyárádselye) közelében terül el, melyek igen kevés termőterülettel rendelkeznek, tehát az itt élő emberek számára elengedhetetlen lenne, hogy a rendelkezésükre álló területeket

okosan műveljék, termékenységet megőrizték. A jelenlegi mezőgazdasági gyakorlat, a kedvezőtlen birtokszerkezet, a központi támogatás hiánya rányomja bélyegét a mezőgazdasági területek képére (CENTERI, CSÁSZÁR 2003). Területünk jelenlegi állapota a gazdaságosság szempontjából nem teszi indokolttá mezőgazdasági művelésben való hasznosítását, mégis történnek erre irányuló erőltetett próbálkozások, amelyek a felszín további pusztulásához vezetnek. Vizsgálatainkat ezért arra is kiterjesztjük, hogy az emberi tevékenységek hogyan módosítják a természetes talajeróziós és suvadásos folyamatokat.

1.2. A kutatás célkitűzései

Kutatásaink meghatározott céljait a következőkben fogalmazhatjuk meg.

A talajerózió különböző megnyilvánulási formáit vizsgáljuk egy hegylábi eróziós medence, a Nyárádmagyarósi-medence területén. A medence északi részét képező Peres- és Köves-patakok vízgyűjtő területén a talajok eróziós állapotát vizsgáljuk és térképezzük a „hagyományos” és a digitális kartográfia eszközeivel.

Az egyetemes talajvesztés-bebecslési egyenletet (WISCHMEIER, W.H.-SMITH, D.D 1962) felhasználjuk a digitális eróziós térképalkotásban.

Feltárjuk az eróziós térképezés néhány módszerét, tárgyaljuk ezek előnyeit, esetleges hátrányait.

Az eróziós térképeket értékeljük, majd elemezzük az előnyöket és korlátokat a felhasznált módszerrel kapcsolatosan.

A Nyárádmagyarósi-medence területén kialakult jellegzetes formakincs, a nagyméretű suvadásfelszínek jelenléte miatt, nem hagyhatjuk figyelmen kívül ezeknek a talajok eróziójában valamint a termőterületek megművelhetőségének csökkenésében betöltött szerepét.

A suvadások talajerózió szempontjából történő vizsgálatát egy viszonylag nagyméretű holocén kori, stabilizálódott suvadás esetében végezzük el.

A suvadás kialakulása következtében létrejött felszíni felszabdaltságnak, a megváltozott lejtőviszonyoknak és a talajképző kőzetnek a talajtípusok kialakulására gyakorolt hatását is vizsgáljuk.

Válaszokat keresünk arra, hogy a megváltozott felszíni viszonyok miként befolyásolták a talajok képződését és pusztulását, a suvadás mekkora területen befolyásolta a mezőgazdasági felhasználhatóságot és a talajok jövőbeli alakulását.

Meghatározzuk a mintaterületünkön azokat a feltételeket, amelyek suvadások kialakulását idézhetik elő, és a digitális kartográfia eszközeivel elhatároljuk azokat a felszíneket, amelyek rendelkeznek ezekkel a feltételekkel. Ezeket a területeket egy „suvadásérzékenységi térképen” ábrázoljuk.

Az egyes fejezetekben az adott szűkebb témakörökhöz tartozó részcélokat, kutatási feladatokat részletesen ismertetjük.

Munkamódszerünk alapját a természetben megfigyelt és mért jelenségek szolgáltatták. Ezek kialakulásának okaira, lejátszódásának körülményeire

igyekeztünk magyarázatot keresni laboratóriumi és térinformatikai vizsgálatok segítségével.

2. Irodalmi előzmények

2.1. A talajdegradáció és a talajerózió fogalma

Mivel a szakirodalomban a talajdegradáció és a talajerózió fogalmát több esetben különbözőképpen értelmezik, szükségesnek tartjuk, hogy foglalkozzunk a dolgozatunk szempontjából e két fontos fogalommal.

Talajdegradáció: minden olyan folyamat, mely a talaj termékenységét csökkenti, minőségét rontja, illetve a funkcióképességét korlátozza, vagy a talaj teljes pusztulásához vezet (víz- és szélérozió, szikesedés, talajsavanyodás, talajszerkezet romlása, elmocsarasodás, talaj pufferkapacitásának romlása, talajszennyeződés).

E degradációs jelenségek az emberi tevékenység következményeként felgyorsulhatnak.

A talajdegradációt tanulmányozó szakemberek körében kialakult egy termelési szemléletű talajkutatói irány, mely a talajok fizikai és kémiai tulajdonságának fenntarthatóságát tűzi ki feladatul annak érdekében, hogy a talaj továbbra is mezőgazdaságilag művelhető, termékenysége fenntartható legyen akár újabb fizikai és kémiai beavatkozások árán is. Az egyik legfontosabb feladat a termelési tájpotenciál megőrzése (CSIMA 1993).

Ilyen értelemben a talajok háromféleképpen degradálódhatnak:

a. A talajok fizikai, kémiai vagy biológiai minőségének romlása, mely a termőképesség csökkenéséhez vezet. Ez az állapot a növényi maradványok nagymértékű eltávolítása, a szerves anyag körforgásának megszüntetése, a talajhőmérséklet növekedése, tömörödés és kergesedés következtében alakul ki.

b. **A talajok vastagságának, humusztartalmának és tömegének csökkenése erózió következtében, mely a globális talajtartalék csökkenésének része.**

c. Különböző talajkémikáliák felhalmozódása a talajban, amely a növények növekedését gátolhatja. (Pl. az oldható sók felhalmozódása, a talajsavanyodást okozó hidrogén-ionok felhalmozódása, egyéb ipari és mezőgazdasági tevékenységekből származó anyagok szennyező hatása.)

Sokkal szerencsésebb az a felfogás, miszerint a talajtakaró egy olyan természetes „entitás”, mely olyan tulajdonságokkal rendelkezik, mely által lehetségessé válik létünk a Földön. A talajnak tehát nem „kötelessége” teremni! A talajok esetében egy olyan érzékeny rendszerről beszélünk, amely sok esetben kényszeresen válaszol az erőltetett emberi beavatkozásokra.

Munkánk során több figyelmet próbáltunk fordítani a **talajok fizikai pusztulására, eróziójára**, az antropogén tevékenységek tükrében.

A talajerózió a talajdegradáció leggyakoribb és legfontosabb formája (DUMITRU, N. 1999).

Erózió fogalmán a földfelszín valamilyen közeg (víz, levegő, jég) általi lepusztítását értjük (PÉCSIM. 1991, BORSY Z. 1993).

A talajpusztulással foglalkozó szakirodalom ezt a természetes körülmények között lejátszódó felszínpusztulást geológiai eróziónak nevezi (HUDSON 1973, STEFANOVITS 1964), szemben az emberi beavatkozás hatására felgyorsult eróziós folyamattal, melyet gyorsított talajeróziónak nevez.

Talajtani értelemben STEFANOVITS (1977) szerint az erózió „...azon pusztító jellegű folyamatok összegzése, amelyek hatására a talaj felső rétege vagy fokozatosan elvékonyodik, vagy gyorsan pusztul, ezáltal termékenysége leromlik, esetleg mezőgazdasági művelésre alkalmatlanná válik.”.

Mind a nemzetközi, mind a hazai szakmai szóhasználatban is elterjedt (talán helytelenül), hogy a közeg megjelölése nélkül használt *talajerózió* (soil erosion) kifejezés alatt sokszor csak a vízeróziót értjük (KERÉNYI A. 1991), míg a szél által okozott eróziót a ténylegesen ezt kifejező *szélerózió* (wind erosion) névvel illetjük. Mivel a dolgozat témája a víz által okozott erózió, ezért a későbbiekben is gyakran használt *talajerózió* kifejezés alatt minden esetben vízerózió értendő.

Bár a talajtakaró természetes fejlődése során kialakuló dinamikus egyensúly is sérülékeny (pl. klímaváltozások, tektonikus mozgások, erdőtüzek), a talajképződés ütemét tartósan meghaladó ún. gyorsított eróziót a rendszeres mezőgazdasági művelés hozta magával (THYLL SZ. 1992, KERÉNYI A. 1998).

2.2. A talajerózió gazdasági következményei

Napjainkban bolygónkon az erózió hatására a termőföldekről távozó talajmennyiséget évente 20 milliárd tonnára becsülik, az ebből fakadó termés-csökkenést pedig 20 millió tonna szemesterményre, a teljes termelés 1 %-ára (DOWDESWELL, E. 1998).

A talajerózió jelentős gazdasági és környezeti hatása van (GRIMM ET AL., 2002). Ez különösen a mezőgazdaságban megművelt területekre igaz. Elmondhatjuk, hogy az erózió a talaj termékenységének csökkenése révén fellépő termés-csökkenés miatt a világ lakosságának jelentős hányadát érinti (MONTANARELLA, 2006).

Az erózió hatása a legtöbb emberi közösség számára egyértelmű: talajvesztés (talajszelvény vastagságának csökkenése), eróziós árkok és völgyek kialakulása, művelhetőség akadályozása, a talaj termőképességének csökkenése, stb.

Erózió hatására kevésbé szembetűnő, közvetett károk is kialakulnak, mint például a környezetszennyezés (leemosott kemikáliák által), a lejtőüledékek folyóvízmedrekben való nagy mennyiségű felhalmozódása következtében

kialakuló fokozott árvízveszély, stb. Az erózióknak ezt a fajta megnyilvánulását off-situ hatásnak nevezzük. Ezek a hatások gyakran nagyobb költségű károkat okoznak, mint a közvetlen, in-situ megnyilvánulások (VESTRAETEN ET AL., 2003). Az erózió által okozott károkat gazdasági mutatókkal értékelik, és számtalan tanulmány beszámol ezek társadalmi irányú következményeiről (BATJES, 1996; DE GRAAF, 1996; GRIMM et al., 2002; GOBIN ET AL., 2004; BOARDMAN, 2006; MONTANARELLA, 2006). PRETTY et al. (2000) a talajerózió által okozott off-situ károkat évi 14 millió fontra becsülik Nagy Britanniában. Flandriában a talajerózió által okozott kár évi 60 - 95 millió euróra tehető (VERSTRAETEN et al., 2006).

Sok gazdálkodónak szembe kell néznie a jövőben a talajerózió okozta negatív hatásokkal. Az anyagi következményei erősen érezhetőek lesznek az emberi közösségekben a termékek magasabb árai által, miközben a fenntartható életközösségek egyre csökkenni fognak (GOBIN et al., 2004).

Hogy milyen mértékben lesz képes az ember pozitív irányba befolyásolni az erózió jövőbeli alakulását, a gazdasági intézkedésektől, politikai döntésektől de ugyanakkor a társadalmi, történelmi hagyományok és a különböző közösségek gondolkodásmódjától is függ.

2.3. A talajeróziós folyamat jellege, kiváltó és befolyásoló tényezői

A talajerózió folyamata alapvetően mechanikai folyamat. A folyamat fizikai (mechanikai) jellegének hangsúlyozása a kutatás szempontjából lényeges (KERÉNYI A. 1991).

STEFANOVITS P. (1977, 1981, 1999) a víz által okozott talajpusztulásban résztvevő tényezőket kiváltó és befolyásoló tényezőkre bontja:

Kiváltó tényezők: - csapadék:

- cseppnagyság,
- hevedesség,
- tartam,
- hó mennyiség,
- az olvadás ideje,

- lejtő: -meredekség,
- hosszúság,
- alak,
- kitettség,

- Befolyásoló tényezők:
- a talaj nedvességi állapota,
 - a talaj vízgazdálkodása,
 - a talaj szerkezete,
 - a talajfelszín érdessége,
 - növényborítottság.

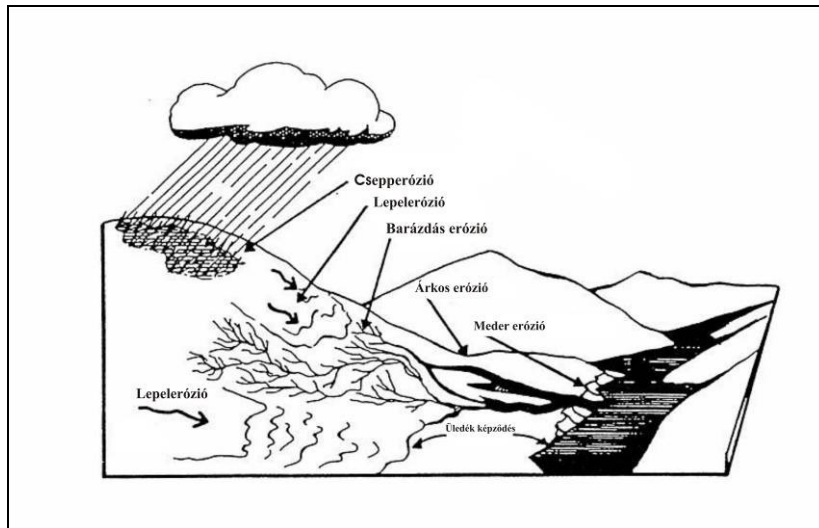
2.3.1. A talajeróziót kiváltó tényezők

A talaj elmozdításához és szállításához szükséges energiát és közeget biztosítják.

2.3.1.1. A csapadékvíz eróziós hatása

A csapadék hevedésének és tartamának, valamint a csapadékmennyiségnek van nagy hatása a talajpusztulásra. Ha a csapadék hevedése és tartama nagyobb, mint a talaj vízbefogadása, akkor a lejtőn felületi lefolyás alakul ki, ami eróziót idézhet elő. A hó alakban felhalmozott csapadék csak akkor tehet kárt, ha elolvad. A fagyott talaj nem tudja elnyelni az olvadékvizet és felületi lefolyás lép fel.

A csapadékvíz eróziós hatását sok külföldi és magyar tanulmány tárgyalja (KERÉNYI A. 1981b, 1991; SALAMIN P. 1980a; STEFANOVITS P. 1975, 1977, 1981; GÓCZÁN L.-KAZÓ B. 1969; SALAMIN P. 1982b; WISCHMEYER, W. H.-SMITH, D. D. 1958, 1962, 1978; HUDSON, N. 1973; MORGAN, R.P.C. 1979, HORTON, R. 1945 stb.).



1. ábra. A csapadékvíz lejtőn kifejtett eróziós tevékenysége BROZ B, PFOST D. és THOMPSON, A. (2003) nyomán.

2.3.1.2. A lejtők szerepe az erózió kialakulásában

A természetes ökoszisztémákban a felületi rétegeróziót kiváltó aktív tényezők a lejtőmeredekség, hosszúság, alak függvényében fejtik ki a hatásukat.

Egy gyakorlatilag homogén lejtőn, az összes eróziót kiváltó vagy befolyásoló tényező közül **a lejtő dőlésszöge és kitétsége a legfontosabb.**

E két tényező határozza meg egy térségen belül az eróziós folyamatok lejátszódásának módját, irányát, sebességét és erősségét. Ugyancsak ezek

határozzák meg a lejtők hőháztartását és a talajnedvességi állapotát, befolyásolják a fagyás-olvadás folyamatát, a hó felhalmozódását és elolvadását. Ezáltal lényeges különbségek keletkeznek az erózió kialakulását elősegítő feltételek majd a talajképződést elősegítő feltételek között.

A) Meredekség

BULLA B. (1954) in KERÉNYI A. (1991) szerint „Elszállításra törmelékanyag csak akkor kerülhet, ha a földfelszín függőlegesen tagozott, ha reliefenergiája van, ...mert ebben az esetben hatékonyá válik a nehézségi erő”.

Ha ugyanazon területről készült lejtőkategória-térképet és talajeróziós térképet hasonlítunk össze, legtöbbször igen egybetűnő a hasonlóság (BOROS L. 1977, KERÉNYI A. 1977, PINCZÉS Z. – KERÉNYI A. – MARTONNÉ ERDŐS K. 1978).

Önmagában ez a tény is bizonyítja a lejtők meredekségének a talajerózióban betöltött nagy szerepét. Idézett szerzők ugyanakkor arra is rámutatnak, hogy különbség is előfordulhat az összehasonlítások során, ami az eróziós folyamat összetettségének következménye.

A lejtők meredeksége a felületi lefolyás energiáját és azon keresztül talajpusztító hatását szabályozza. Ebből következik, hogy lejtőn erózió csak akkor alakul ki, ha felületi lefolyás is van. Minél meredekebb a lejtő, annál nagyobb a felületen lefolyó víz energiája és erodáló hatása. A nagyobb energiájú víz több talajrészt képes elmozdítani a helyéről és görgetve vagy lebegtetve elszállítani, tehát egyazon talaj esetében meredek lejtők pusztulása gyorsabb, az erózió veszélyesebb formákat ölt, mint kisebb lejtésű területeken. (STEFANOVITS P., FILEP GY., FÜLEKY GY. 1999)

1. táblázat. A lejtés hatása a vízháztartási körülményekre (500-600 mm évi átlagos csapadékhelyzet feltételezésével – SALAMIN PÁL in BARCZI A., CENTERI CS. 2000 – nyomán)

Talaj	Lejtés és lefolyás									
	A lejtés %-os határértékei									
	0 %		0-5%		5-12%		12-17%		17% <	
	A felszíni lefolyás éves értékei									
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Homok	9	1.6	10	1.9	12	2.2	14	2.6	16.5	3.0
Homokos vályog	21	3.8	23	4.2	25.5	4.6	28	5.2	31.5	5.7
Vályog	37	6.7	41	7.5	44	8.0	47	8.5	50.0	9.2
Agyagos vályog	55	10.0	62	11.3	67	12.2	71	12.9	75.5	13.7
Agyag	69	12.5	80	14.7	86	15.7	92	16.7	96.0	17.4
Nehéz agyag	76	13.8	89.5	16.3	98.5	17.9	103.5	18.8	111.5	20.2

A lejtő meredeksége egyben a művelhetőséget és a talajvédelmet is befolyásolja. Ezért lejtőkategóriákat különböztethetünk meg, melyek egymástól mind a talajpusztulás, mind a talajvédelem tekintetében különböznek.

B) Kitettség

A lejtők dőlésszöge és kitettsége közötti eltérések következtében a térség bizonyos felszínei között különböző mikro-klimatikus eltérések alakulnak ki mely következtében a talajok és talajalkotó kőzet hidrikus és termikus rendszerében is különbségek fognak kialakulni. A különböző kitettségű lejtők hidrikus mérlegei közti különbséget többen is vizsgálták LEVERT, C. (1962), JUNGHANS, H. (1967), REID (1973). WILKINSON M.T., HUMPHREYS, G.S. (2005) DIETRICH, W.E., WILSON, C.J., MONTGOMERY, D.R., MCKEAN, J. (1993); EBEL B.A. (2012).

GRUNOW, J. (1952) március és szeptember között mérte a csapadékot az északi és déli lejtőn. A horizontális síkban mért csapadék %-ban kifejezve a következő értékeket kapta: északi lejtő 115%, déli lejtő 94%. (A lejtőszög 20°-os volt).

Mivel az északi kitettségű lejtőket kevesebb közvetlen sugárzás éri, mint a többi kitettség-típussal jellemzett lejtőket, ezért ezeket negatív hőmérsékleti mérleg, nedvességtöbblet és a klimatikus tényezők egyenletessége fogja jellemezni.

Ha a vegetációs időszakban ezekre a felszínekre több nedvesség jut, ezért gazdagabb biomasza képződik mely ha a talajba kerül, ennek szervesanyag-tartalmát gazdagítja és lehetővé teszi egy hidro-stabil szerkezet kialakulását, mely ellenállóvá teszi a talajt az eróziós hatásoknak. Ugyancsak a többletnedvesség következtében ezeken a területeken a mállási és talajképződési folyamatok során nagyobb mennyiségű agyag képződik, mely következtében a talajfelszín ellenállóbb lesz az esőcseppek becsapódási energiájával szemben.

Mivel a napszakos és évszakos hőmérsékletingadozás az északias lejtőkön kevésbé jellemző, mint a más kitettségeken, a fagyás-olvadás során kialakult szerkezetrombolás (Frosthebung) hatása is kisebb lesz. Ezáltal ellenállóbb az erózióval szemben.

Az északias kitettségű lejtőkkel ellentétben a délies kitettségű lejtők felszínére nagyobb mennyiségű direkt sugárzás érkezik, és ezáltal egy sajátos, a környezettől eltérő, mikroklíma fogja ezeket a területeket jellemezni.

MÉSZÁROS J., PROBÁLD F. 1968 által idézet KAEMPFERT, W., MORGEN, A. (1956) szerzőpáros szerint a keleties és nyugatias lejtők nagyjából egyenlő direkt besugárzási energiát kapnak, mégis a nyugatias kitettségű lejtők talajai jobban felmelegednek, mint a keleties kitettségű lejtők talajai mivel a keleties lejtőkön a reggeli besugárzási energia egy része párologtatásra használandó el.

A délies lejtők klimatikus jellemzői által kiváltott események közül megemlíjtjük a következőket:

- kis mennyiségű biomassza termelése,
- a növényi maradványok erőteljes mineralizációja a talajban,
- kis mennyiségű agyagásvány képződése a talajképződés során,
- a talajfelszínnek az esőcseppek becsapódási energiájával szemben kifejtett gyenge ellenálló képessége.

Az erős napszakos hőmérsékletingadozás következtében a talajszerkezet erősen leromlik, ezáltal mintegy előkészíti a talajt a külső erők eróziós hatásának.

C) Hosszúság

A lejtő hossza ugyancsak nagyon fontos tényező az eróziós folyamatok létrejöttében, mivel ez szabja meg, hogy a felületi lefolyás milyen tömegű vizet szállít, milyen sebességre gyorsul fel egy adott hajlásszögű lejtőn. A lefolyó víz mennyisége a lejtő hosszával arányosan nő, de csak abban az esetben, ha a terület lejtése egyenletes, sima, és nem szállít semmilyen lebegtetett hordalékot. Ebből az alapállásból kiindulva számos szakmunkában azt állítják a szerzők, hogy a hosszú lejtőkön a talajpusztulás a lejtő alsó szakaszában a legerőteljesebb (CSERKASZOV, V. A. 1959; NORRIS, J.E. et al. 2008).

A valóságban azonban nem ez tapasztalható. Az előbbieknél éppen a fordítottja az igaz: a legerőteljesebben lepusztult, erodált talajok mindig, vagy csaknem mindig a lejtő felső, vízválasztó közeli szakaszán fordulnak elő, míg a lejtő alsó szakaszán megvastagodott szelvényű, mély talajokat találunk. A lejtő középső részén többé-kevésbé ép szelvényű talajok fordulnak elő, feltételezve, hogy egyenletes, kiemelkedésektől, bemélyedésektől mentes lejtőről van szó.

A magyarázat abban rejlik, hogy lejtőfejlődési szempontból a lejtő felső szakasza úgynevezett pusztuló lejtő. Innen csak elhordás, lemosás történik, miközben a talaj állandóan kopik, csonkul. A lefolyó víz útközben annyira feltöltődik, megterhelődik lebegtetve vagy görgetve szállított talajrészecskékkel, hogy egy ponton túl már meghaladja szállító energiáját, szállítóképességét. Kénytelen terhének egy részét valahol a lejtő alsó szakasza kezdetén lerakni. Bármennyire megnőtt is tehát a lefolyó víz energiája, egy idő után már nem képes megbirkózni terhével.

A hosszú lejtők esetében létezik egy olyan szakasz, amelyen a lefolyó víz úgy halad át, hogy onnan nem mozdít el újabb talajrészecskéket, de még le sem rak terhéből. Ez az úgynevezett szállítási vagy egyensúlyi lejtő, amely általában a középső lejtőszakasznak felel meg (JAKAB S., FAZAKAS Cs. 2012)

A lejtők alsó harmadára a fentről lemosott anyag felhalmozódása jellemző. A lejtő alsó harmadára érkező víz talajszemcsékkel való telítettsége általában eléri azt a kritikus állapotot, mikor szállító hatását már nem tudja kifejteni, így elkezdődik a hordalékok lerakása, az üledékesedés. Ilyen formán, bár a lejtő aljára nagyobb vízmennyiség érkezik, mint a lejtő többi szakaszára, eróziós hatását, a telítettségi állapota által lecsökkent kinetikus energiája által, már nem képes kifejteni és az üledékek ilyen formán lerakódnak és felhalmozódnak.

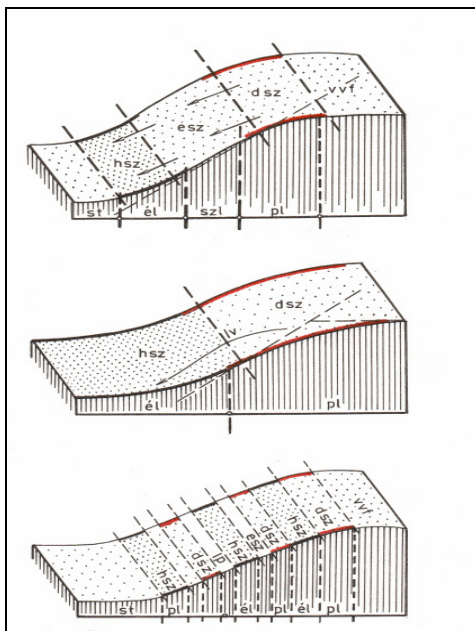
A fent leírtak alapján megállapíthatjuk, hogy az egyenletes lejtésű felszínek stabilitási állapota nem maradhat fenn huzamosabb ideig. Ha a lejtő talppontját patakmeder alkotja, és a vízfolyás vízhozama elegendő energiát biztosít a lejtőhordalék elszállításához, akkor a lejtő egyenes lejtése huzamosabb ideig állandó marad, lejtése viszont időközben csökkenni fog. Ha a lejtő alsó harmadát (épülő lejtő) egy többé-kevésbé sík terület határolja, akkor a lejtő alakja, a felhalmozott hordaléktömeg miatt idővel homorú lesz. Egyenes lejtők területünkön ritkán fordulnak elő.

Hosszú, egyenletes lejtőn a vízerek egyesülése, nagyobb energiájú vízsodrásokká alakulása nagyobb valószínűséggel következik be, mint a rövid lejtőkön.

Általában azt tapasztaljuk, hogy az enyhe és közepes lejtésszög esetében 10-20 m-es lejtőkön a talajpusztulás sokkal kisebb veszélyt jelent, mit az ugyanolyan lejtőkategóriába tartozó, de a 100-200 m-t megközelítő vagy meghaladó hosszúságú lejtőkön.

D) A lejtők alakja

Az összetett lejtők fejlődése esetében a legerőteljesebb eróziós hatás az inflexiós vonal vagy sáv fölött, a domború lejtőszakasz felületén alakul ki (SOUZA, V.P.C.D. - MORGAN, R.P.C. 1976). Mivel a többszörösen összetett lejtők esetében több egymást követő inflexiós vonal vagy sáv is létrejöhet, az azonos mértékben lepusztult talajsávok is ezek függvényében váltogatják egymást. (2. ábra).



vzf - vízváltató felszín;
 dsz - domború lejtőszakasz;
 esz - egyenes lejtőszakasz;
 hsz - homorú lejtőszakasz,
 Iv - inflexiós vonal;
 pl - pusztuló lejtő,
 szl - szállítási lejtő;
 él - épülő lejtő;
 st- semleges térszín

2. ábra: Laza üledékes kőzeteken kialakult lejtőtípusok és felszíndinamikai szakaszaik (JAKAB S., FAZAKAS Cs. 2012).

A lejtők fejlődése során az inflexiós sávok a vízválasztó irányában elmozdulhatnak. Ennek az elmozdulásnak következtében újabb és újabb talajfelszínek pusztulnak le, míg a korábban erodálódott talajok felületére frissen lemosott lejtőanyag rakódik.

Több helyen az erózió az anyakőzetig pusztította a felszínt. Az inflexiós vonal elmozdulásával az erodált talajok vagy felszínre került lejtőtörmelék egy újabb talajképződési szakasz színtereivé válnak.

2.3.2. Az eróziót befolyásoló tényezők

A befolyásoló tényezők nagymértékben módosítják, csökkentik, vagy elősegítik az eróziós talajpusztulási folyamatokat.

A) A talaj nedvességi állapota

A talaj nedvességi állapota jelentős mértékben befolyásolja a talajpusztulás kialakulását, elsősorban annak csepperóziós szakaszát (STEFANOVITS P. 1981, SALAMIN P. 1982b in KERÉNYI A. 1991). A száraz talajfelszín elsősorban a csepperózió tekintetében jelent veszélyt, mert az esőcseppek hatására a kiszáradt talajmorzsák szétrobbannak, szétesnek kisebb egységekre. Nedves talajfelszínen ez nem következik be, hanem a talajra hulló csapadék a felszín vízáteresztő képességének megfelelő sebességgel jut a talaj mélyebb szintjeibe.

Abban az esetben viszont, ha a talaj felszíne a huzamosabb esők hatására víztartó képességéig telített, már kisebb mennyiségű eső is felületi lefolyást vált ki, mely a túltelített talajfelszín pépes részeit könnyen elmozdítja, erodálja.

B) A talaj vízgazdálkodása

A talaj vízgazdálkodása a befolyásoló tényezők legfontosabbika. Mind a talaj vízáteresztő képessége, mind a víztartó képessége jelentős mértékben hat a talajpusztulás kialakulásának feltételeire (FINE, P. LEVY, G.J. 2006).

A **talajok vízáteresztő képessége** tekintetében a legnagyobb szerepe a felszín vízgazdálkodásának van. Ez szabja meg, hogy a talajra jutó csapadék képes-e teljes egészében a mélyebb szintekbe szivárogni, vagy egy része felületi lefolyás alakjában jelenik meg.

A rövidebb ideig tartó kis és közepes intenzitású esők hatását elsősorban ez befolyásolja. A mélyebben fekvő talajrétegek vízáteresztő képessége viszont az egész szelvény beázását és a huzamosabb ideig tartó csapadékok talajpusztító hatását módosítják. Az egész szelvény vízáteresztő képességét mindenkor a legrosszabb vízáteresztő képességű réteg szabja meg.

A vízáteresztő képességhez hasonló hatása van a talajok vízgazdálkodása másik tényezőjének, a **talajok víztartó képességének**. Ez befolyásolja a talaj

kiszáradásának feltételeit és közvetve a talajon élő növényzet vízszükségletének biztosítása útján hat a talajvédő növénytakaró kialakulására (GRABER, et al. 2006).

A talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak térbeli eloszlását leginkább a domborzati tényezők, a talajok fizikai és kémiai jellemzői és a klimatikus hatások befolyásolják. WOOD, E.F et al. (1990) azt találta, hogy a talajok fizikai tulajdonságai sokkal kisebb mértékben változnak a térben, mint a domborzat, így a domborzat hatása lesz a leginkább domináns tényező a vízgazdálkodási viszonyok alakításában

C) A talaj szerkezete

A talajok szerkezete részben a talajok vízgazdálkodását módosítja, részben pedig a talaj erodálhatóságát szabja meg. Ismeretes, hogy a jó szerkezetű talajok vízáteresztése és víztartó képessége egyaránt kedvező. A talajszerkezet másik hatása az erodálhatóságban nyilvánul meg. A leromlott, elporosodott felszínen már kisebb csapadék is nagyobb talajmennyiséget szállít az erózióbázis felé, mint a jó szerkezetű talajon. A közepes és finom textúrájú, szegény szervesanyag-készletű és rossz szerkezetű talajok a legkönnyebben erodálhatók (BAJRACHARYA, R.M. ÉS LAL, R. 1992 in PIMENTEL, D. 2006).

D) A talajfelszín érdessége

A talajfelszín érdessége azokat a kis magasságkülönbségeket jelenti, amelyek néhány cm nagyságrendűek, ugyanakkor előidézői annak, hogy a magasabban fekvő talajrészek a szél-, illetve vízáramlás örvénylő rétegébe jutnak. A felszín érdességét a növénytakaró is befolyásolja.

A lejtőn lefolyó víz sebességét (V) PROTODIAKONOV, M.M. in MIHAI, GH. (1986) a következő összefüggéssel határozza meg:

$$V = \gamma * H * \sqrt{I} * (m/s)$$

ahol:

I = lejtőszög

γ = a lejtő érdességi együtthatója

H = a légköri csapadékból származó vízréteg vastagsága

A felszín érdességének együtthatóját a területhasznosítás szerint a következőképpen határozza meg:

2. táblázat. A felszínérdesség együtthatójának változása a területhasználat függvényében

Területhasználat	γ (a lejtő érdességi együtthatója)
Szántott terület	2,7 – 3,1
Kaszáló	22,70
Sűrű füves - legelő	26,75

E) A növényborítottság (talajfedettség)

A növényborítottságnak komoly szerepe van az eróziós folyamatokban. A növénytakaró megvédi a felszínt az esőcseppek becsapódási energiájától, a talajszemcséket helyben tartja, meggátolja a kéregképződést, növeli a talaj víznyelő képességét és fékezi a felszíni lefolyást.

A mezőgazdasági szakirodalomban jelentős számú adat áll rendelkezésünkre a növények talajvédő hatására vonatkozóan: MOTOC, M.-TRĂȘCULESCU, FL. (1960), ERŐDI B.-HORVÁTH V. et al. (1965), LALOY, E., BIELDERS, C.L. (2010), LOUW, P.J.E., BENNIE, A.T.P. (1991), LAL ÉS STEWART (1990).

A növények - fejlődésük és növekedésük különböző szakaszaiban – más-más talajfedettséget biztosítanak.

Igen lényeges tényező a talajvédelem szempontjából, hogy a legteljesebb talajborítást mely időpontban éri el, és ezt milyen hosszú ideig tartják fenn. Fontos ez azért, mert Románia területén a legnagyobb talajrombolást előidéző záporok késő tavasszal és nyáron hullnak le, ezért a jó talajvédelem előfeltétele az olyan növénytakaró, mely a fenti időszakokban biztosítja a legnagyobb takarást.

Megállapítható, hogy a talajfedettség szempontjából a talajpusztulást legjobban az őszi kalászosok és a szálas takarmányok fékezik meg, melyek a tavaszi és nyár eleji záporok idején a legjobban védik a talajt. Sokkal veszélyesebb a talajpusztulás szempontjából a kapásnövények termesztése, elsősorban a kukorica és a répafélék talajtakarója, melyek legnagyobb levélfelülete csak a nyár második felében alakul ki, ezért a veszélyes csapadékok idején a talajfelszínt csak kevésbé védik.

2.4. Az erózió mértékének becslésére alkalmazott módszerek

A tudományos közösség az elmúlt években több európai, országos vagy regionális szintű programot és projektet dolgozott ki a talajerózió mértékének becslésére.

Minden ország más és más eljárást használ az erózió veszélyeztettség becslésére, sőt, olyan esetek is előfordulhatnak, amikor egy országon belül a különböző helyi tényezők változékonysága miatt (talaj, időjárás, politikai keretrendszer), különböző módszereket alkalmaznak.

Sok olyan módszert fejlesztettek ki, amelyeket Európa-szerte használnak az erózió becslésére, a becsült erózióveszélyeztettség viszont az országok között nem összehasonlíthatóak, sőt sokszor még egy ország területén belül sem.

Mivel a jellegzetes helyi feltételek nagyon különbözőek, eddig még nem sikerült, és valószínűleg a jövőben sem lesz lehetséges kifejleszteni egyetlen olyan módszert, amelyet mindenütt alkalmazni lehet, illetve mindenütt megfelelő pontosságot eredményez.

Nagy általánosságban kijelenthetjük, hogy háromféle lehetőség van a talajerózió veszélyének meghatározására (ECKELMAN et al., 2006):

1.kvalitatív (minőségi) megközelítés: szakértői tudáson alapul, értékeli a legfontosabb folyamatokat, megfogalmazza a veszélyeztetett területek elhatárolásának kritériumait.

2.kvantitatív (mennyiségi, számszerű) megközelítés: mért adatok alapján, melyek relatív összehasonlítási alapot biztosítanak bizonyos előre megszabott határértékekkel.

3.modell típusú megközelítés: prediktív (előrejelző) modellek segítségével, melyek az eróziós folyamatok kiterjedésének szemléltetését szolgálják, figyelembe véve a hely specifikus jellemzőit. Ez a megközelítés a különböző előrejelzések (scenáriók) alkalmazásával lehetővé teszi az eróziós trendek becslését.

A talajerózió-veszélyeztetettség becslésére használt háromféle módszer eljárásai között nem lehet szigorú határokat szabni, a legtöbb esetben szükség van az ezeket átfedő, közös eljárások használatára.

Például, modellezés esetén szükség van a modell validációjára (hitelesítésére) és kalibrálásra, ehhez kvantitatív mérések szükségesek. Továbbá a szimulációs modellek segíthetnek a minőségi és/vagy mennyiségi megközelítések során elért eredmények értékelésében, osztályozásában.

2.4.1. Minőségi erózióvizsgálat - szakértői elemzések

Ez a módszer a talajerózió-veszélyeztetettséget egy adott terület talajtakarójának eróziós állapotából vezeti le. Ezek az elemzések az erózió (helyi) becslésére a közvetlen területi megfigyeléseken és/vagy légi/műhold felvételeken alapulnak.

A különböző jellemzők, mint például a barázdás vagy árkos erózió kiterjedése, az areális erózió hatására kifakult lejtőfoltok, a szedimentációs felszín kiterjedése jó kiinduló pont lehet az erózió mértékének a meghatározásához.

Szakértői elemzésre példaként említhető a GLASOD- (Global Assessment of Soil Degradation) (OLDEMAN et al., 1991). GLASOD térkép ábrázolja azokat a területeket, amelyek a degradáció különböző fokán állnak, függetlenül a lepusztulást okozó a feltételektől. Egy másik példa lehet a Nyugat-Európa Erózióveszélyeztetettségi Térképe (DE PLOEY, 1989). A térkép több szakértő közreműködésével készült, akik saját ismereteik alapján lehatárolták az eróziós folyamatok által érintett térségeket.

2.4.2. Kvantitatív megközelítés – az erodált talaj közvetlen mérése szabadföldi kísérleteken

Egy meghatározott területen lejátszódó eróziós folyamaton belül végbement változások vizsgálatakor, a térséget alkotó természeti rendszerek állapotának felméréséhez mind az érintett területre ható tényezőket, mind a felszín változását meghatározó folyamatokat tartósan figyelni kell. Ezáltal a különböző rendszerekben a változás relatív mértékét lehet meghatározni (BOARDMAN 2006; BAARTMAN et al., 2007).

A különböző mutatók használata, amelyek könnyen hasznosítható információkat szolgáltatnak számunkra a jelenség mértékének meghatározására, és az eróziót meghatározó tényezők közti kölcsönhatások felismerésére, segítségünkre lehet az eróziós térképek létrehozásánál (RILEY 2001, GRIMM et al., 2002, GOBIN et al., 2004).

Azon tényezők mérése, amelyek az erózió megjelenésének valószínűségét befolyásolják, lehetőséget biztosít arra, hogy meghatározzuk és osztályozzuk az erózió által veszélyeztetett területeket.

Ezek a mérési mutatók általában az éghajlati viszonyok, a talaj, alapkőzet, domborzat, stb. Ezen mutatók térképen való elhelyezése eredményeként jöttek létre a erózió-veszélyeztetettségi térképek. A legfőbb előnye ennek a módszernek, hogy eredményei integrálhatók a Földrajzi információs rendszerekben végzett nagyléptékű alkalmazásokban, bár az eredmények pontossága a felhasznált adatok minőségétől függ (KIRKBY et al, 2000).

2.4.3. Modell típusú megközelítés - folyamat alapú modellek

Bármely modell lényege, hogy leegyszerűsíti a valóságot, annak érdekében, hogy bizonyos (bonyolult) rendszerek működése érthetővé váljon (MORGAN és QUINTON, 2001).

A rendszermodellek magukba foglalják a folyamatok összességét, és céljuk, hogy a folyamatok közti kapcsolatokat meghatározzák, ezáltal a rendszerek működését reálisan tükrözzék. Fontos, hogy általuk lehetővé váljon a különböző elméletek vizsgálata, és későbbi fejlemények előrejelezhetősége.

Jelenleg kétféle modellt használunk a talajerózió becslésére: az empirikus és a matematikai-fizikai (MORGAN és QUINTON, 2001) modelleket.

Empirikus modellek alapjául a kimenet és bemeneti adatok közti statisztikailag szignifikáns kapcsolat szolgál. Ezek könnyen használhatók, de a hátrányuk az, hogy általánosításuk és kiterjesztésük nagyobb léptékű térképekre nem lehetséges minden egyes változó újraszámítása nélkül, és nem alkalmasak a szélsőséges események szimulálására. A leghíresebb és legszélesebb körben elterjedt empirikus talajvesztés-előrejelző modell az USLE egyenlet

(WISCHMEIER ÉS SMITH, 1978). A legtöbb európai országban alkalmazzák ezt a modellt (BAADE ÉS REKOLAINEN, 2006; ECKELMAN et al., 2006).

Az USLE egyenletet a különböző mezőgazdasági művelési eljárások eróziós hatásának kimutatására tervezték. Ez az empirikus egyenlet figyelembe veszi az eső hatását, a talaj erodálhatóságát, a lejtő hosszát és meredekségét, növénytakarót és a talajvédelmi intézkedéseket. Bár ez a képlet az Egyesült Államok körülményeire volt kifejlesztve, széles körben elterjedt az egész világon. VAN DER KNIJFF et al. (2000) kísérletet tett arra, hogy az USLE-t Európa teljes területére alkalmazza. A kontinentet lefedő 1 km x 1 km felbontású rácsháló adatainak segítségével kísérletet tettek az Európát érintő felszíni-areális és mélységi-lineáris erózió számszerűsítésére. Van der Knijff és társai megkülönböztették az aktuális, illetve a potenciális erózióvesztély fogalmát (az utóbbi a növényzet teljes hiányát feltételezi).

A *fizikai modellek* matematikai-fizikai kapcsolatokat használnak a folyamatok leírására, és ezért általánosan alkalmazhatók. Sőt, ezek a modellek segítik az eróziót befolyásoló tényezők közti kapcsolatok pontosabb megértését, több léptéket és a paraméterek időbeli és térbeli eloszlását teszik lehetővé. A fizikai modellek korlátozottsága abban rejlik, hogy számos adatot igényelnek, ezért csak kisebb területen alkalmazhatóak (GRIMM et al., 2002, DRAKE és VAFFEIDIS, 2004, GOBIN et al., 2006).

Európában voltak kísérletek fizikai talajerózió-becslő modellek létrehozására (JETTEN és FAVIS-MORTLOCK, 2006), mint például: az EUROSEM = European Soil Erosion Model - Európai Talajerózió Becslő Model (MORGAN et al., 1998) vagy LISEM = Limburg Soil Erosion Model (ROO et al., 1996a, 1996b; TAKKEN et al., 1999), ez utóbbi az első modell, amely a FIR – ben is használható.

Egy modell megalkotása után, ha ez működőképesnek bizonyult, akkor feltétlenül szükséges ennek kalibrálása (modell paramétereit addig javítgatjuk, míg a kimeneti adatokat helyesnek tartjuk) és érvényesítése (a modell kimenő adatainak tükrözniük kell a valós értékeket, miután a kimeneti adatokat összevetjük a valóságban, a terepen mért értékekkel), valamint érzékenységeinek vizsgálata (modell paraméterek között bekövetkezett változásokra adott reakció érzékenységeinek meghatározása) – ezáltal kijelölhetőek a legfontosabb paraméterek (MORGAN és QUINTON, 2001). Általánosságban elmondható, hogy a modellek validálása kényes probléma, különösen akkor, ha a becslések széleskörűek, de rövid mérési adatsorra alapozottak (VAN DER KNIJFF et al., 2000, GOBIN et al., 2006). Számos európai országban végeztek talajerózió-becslést.

A talajerózió becslését Ausztriában az USLE-egyenlet helyi viszonyokra való adaptálásával végezték (STRAUSS és KLAGHOFER, 2006), Cseh Köztársaságban (DOSTAL et al., 2006), Németországban (DEUMLICH et al., 2006), Magyarországon (KERTÉSZ et al., 2006), Olaszországban (VAN DER KNIJFF et al., 2002, GRIMM et al., 2003, TORRI et al., 2006), Norvégiában (OIGARDEN et al., 2006), Spanyolországban (SANCHEZ et al., 1998; SOLE, 2006), és Svájcban (WEISSHEIDINGER és LESER, 2006).

Belgiumban, Portugáliában (SEBASTIAO és PEREIRA, 2002) és Spanyolországban, a vízerózió növekvő hatása következtében kialakuló talajvesztés becslést a RUSLE adaptált változatával végezték (Revised Universal Soil Loss Equation) (RENARD et al., 1997). A PESERA nevű projekt (Pan-European Soil Erosion Risk Assessment) – egy folyamat-alapú modell, mely számszerűsíteni kívánja a vízerózió hatását és elhatárolni az erózió által veszélyeztetett területeket Európában.

2.4.4. A vízerózió előfordulási veszélyének becslésére alkalmazott kockázat-elemzési módszerek adatainak értékelése

Az erózió által veszélyeztetett területek pontos lehatárolása érdekében szükség van a határértékek és a tolerancia-szintek meghatározására.

Határértékek: olyan referencia-értékek, amelyek azt jelzik, hogy egy bizonyos térség ökoszisztémái nincsenek már egyensúlyban, és fennáll az erózió kialakulásának veszélye (CAMMERAAT, 2002, BAARTMAN et al., 2007).

Tolerancia-szintek: azok a környezetvédelmi, gazdasági és társadalmi szintű vonatkozások, amelyek meghatározzák, hogy melyik az a szint, amikor a talajerózió mértéke még elfogadhatónak nyilvánítható.

A határértékek és az eltűrhető talajvesztés értéke meghatározható a térség talajtakarójának ismeretében, de sokszor egy kisebb területen belül is változik, esetenként például bizonyos növénytársulások függvényében is. Sőt, a természetes erózió intenzitása, a talajszelvény mélysége és egyéb jellemzői, a gyökérszét fejlődését korlátozó tényezők - mint a tömöttödött talajréteg mélysége, az oldható sókban való ellátottság szintje stb. mind olyan tényezők, amelyeket figyelembe kell venni, és ezek mind nehezítik a helyes határértékek kiszámítását.

Az Amerikai Talajvédelmi Szolgálat (BOELLSTORFF és BENITO, 2005) szakemberei, a tolerálható talajvesztés átlagos értékét külön-külön, az Egyesült Államok minden talajtípusára kiszámították. Az általuk kapott reprezentatív értékek segítenek az erózióbecslésben minden egyes jellegzetes területen.

Az erózió becslése céljából készült tanulmányokban fontos azon határértékek megállapítása, amelyekhez viszonyítva jellemezzük a talajvesztés mértékét.

Ennek érdekében figyelembe kell venni a természetes körülmények között lejátszódó talajképződés ütemét, mely kiegyenlíti az erózió során lepusztult talajmennyiséget. STEFANOVITS (1966) a talajképződés átlagos ütemét a magyarországi viszonyok között mintegy 2 t/ha/év- re becsülte.

Az "alacsony erózió" fokozat felső határának értéke nagyon fontos, mivel ez képezheti a talajjavítás célú intézkedések és/vagy az erózióval jellemzett talajvédelmi eljárások kiindulópontját. Ez az érték megegyezhet a természetes talajképződési ráta értékével. A természetes talajképződési ráta értékével kapcsolatosan nagyon eltérő adatok állnak rendelkezésünkre és ezek rendszerint becslések eredményei. A talajképződést befolyásoló tényezők akár egyetlen kisebb

területen is nagyon változatosak lehetnek, ezek jellegének, számszerűsítésének lehetősége nagyon bizonytalan lehet.

Az USA-ban a talajvesztés szempontjából elfogadható határt 11 t/ha/év-re határozták meg. Ez az érték megegyezik a potenciális természetes talajképződés által képződött talaj becsült tömegével (HALL et al., 1985). A természetes talajképződés ütemét azonban, véleményünk szerint, gyakorlatilag lehetetlen megbízhatóan becsülni, mivel számos olyan tényezőtől függ (kőzet, növényzet, éghajlati feltételek, domborzati viszonyok), amelyek számszerűsítése nagyon bizonytalan, területi szórásuk pedig nagyon bonyolult, s nincsenek megbízható módszerek ennek meghatározására.

CENTERI et al. (2003) az eróziós fokozatmeghatározásnál az alábbi értékeket használják: 0-2 (gyenge erózió), 2-11 (közepes erózió), 11 < t/ha/év (erős erózió). Különböző szerzők más és más határértékeket alkalmaznak. STEFANOVITS 1992-ben a három osztályt a következő határértékek alapján különítette el: alacsony talajvesztés (0-40 t/ha/év), közepes (40-100 t/ha/év) és erős (több mint 100 t/ha/év).

A fent említett példák alapján elmondhatjuk, hogy a jelen pillanatban még egy országon belül sincs egységes megközelítés a talajeróziós osztályok meghatározásában.

3.táblázat. A talajeróziós osztályok "alacsony erózió" csoportjára meghatározott értékhatárok különböző szerzők szerint

Osztály	Talajvesztés t/ha/év	Szerző
Gyenge erózió	0-1	Moţoc et al. (1992)
	0-2	Centeri et al. (2003)
Eróziómentes	0-4	Jámbor et.al. (1988)
Gyenge erózió	0-5	De La Rosa (1998)
		Sparovec et al, Weill et.al. (1998)
Eróziómentes vagy gyenge erózió	0-10	FAO-UNEP-UNESCO (1979)
Gyenge erózió	0-40	Stefanovits (1992)

2.5. A digitális talajeróziós modellezés irodalmi áttekintése

2.5.1. Eróziós modellezés az USA-ban

Amint azt az előbbieken láthattuk, az erózió elleni védekezés hosszú múltra tekint vissza, ennek ellenére tudományos kutatása csak az 1910-es években vette kezdetét. Az első eróziós parcellákat a Missouri Egyetemen állították be 1915-ben (CENTERI Cs. 2002). A kutatásokat az Egyesült Államok Földművelési Minisztériumának Talajvédelmi Szolgálat (USDA SCS) támogatta, mivel az USA

területén is óriási károkat okozott az erózió, s ezért egy olyan rendszer kidolgozását akarták megvalósítani, aminek segítségével a várható erózió előre jelezhető, így javaslatot tehetnek a gazdálkodóknak, a megfelelő talajművelési módra (HUSZÁR T. 1998).

Több évtizedes kísérletezések, próbálkozások, majd rendszeres mérésorozatok eredményeképpen született meg a ma már **USLE** néven közsímertté vált Egyetemes Talajveszteség-becslési Egyenlet (Universal Soil Loss Equation) végleges formája (WISCHMEIER, W. H. et al. 1978). A később sok eróziós modell alapjául is szolgáló USLE tulajdonképpen az első használható talajeróziós modell, hiszen eleget tesz az előző fejezetben megfogalmazottaknak. Legfőbb ismérvei az alábbiakban foglalhatók össze:

- az eróziót alapvetően az eső energiája alapján határozza meg,
- az esőenergiából nagyszámú mérés alapján tapasztalati képletekkel számolja az eróziót, azaz tapasztalati modell,
- parcellára, illetve mezőgazdasági táblára alkalmazható,
- az éves talajpusztulás mértékét adja meg t/ha-ban az adott éghajlati viszonyok között,
- statikus modell, tehát az erózió időbeni lefolyásáról nem szolgáltat információt.

A hiányosságokkal és korlátokkal terhelt USLE továbbfejlesztése nem váratott sokáig magára. Elsőként az egyes tényezők módosításával alkalmassá tették a modellt az egyedi csapadékesemények eróziós hatásainak a jellemzésére is, megalkotva a **MUSLE**-t (Modified Universal Soil Loss Equation, WILLIAMS, J. R. et al. 1977). További jelentős módosítások után a modell már nemcsak szántóföldekre, hanem legelő - és erdőterületekre is alkalmazhatóvá vált (**RUSLE** Revised Universal Soil Loss Equation, RENARD, K. G. et al 1991). A még mindig USLE-alapokon nyugvó **EPIC** (Erosion Productivity Impact Calculator, WILLIAMS, J. R. et al. 1990) modell kidolgozásának célja a farmerek számára egy olyan kis hardver- és szoftverigény, könnyen kezelhető modell létrehozása volt, amely a vízerózió becslésén túl a szél-erózió becslésére is alkalmas, és ezek alapján a terméshozamokat is előrejelzi. Segítségével a területhasznosítás optimalizálása is megoldható. Outputjai között szerepel pl. a lefolyás, az evapotranszpiráció, a talajvízszint változás is. Rendkívül sokoldalú használhatósága mellett továbbra is tapasztalati és statikus maradt (HUSZÁR T. 1998).

Az eróziós modellezés világméretű elterjedése új alapokon nyugvó modellek kidolgozásának szükségességét vonta maga után.

A tapasztalati modellek rendkívül nagyszámú mérési szükséglete miatt a 80-as évek elejétől kezdődően a tapasztalati modellek helyett a dinamikus fizikai modellek ugrásszerű elterjedését figyelhetjük meg. Az utóbbi 25 évben több tucat eróziós modell látott napvilágot, amelyek közül a fontosabbak jellemzőit a 4. táblázatban foglaltuk össze.

A felsorolt fizikai és elméleti modellekre jellemző, hogy a lefolyást és az eróziót már képesek külön kezelni, többségük kétváltozós differenciálegyenletek

segítségével írja le a lejtő menti lefolyást (lefolyási vagy hidrológiai részmodell), majd a csepperóziót és a lefolyó víz hordalékszállítási dinamikájának matematikai leírásával határozza meg a talajveszteséget.

Használatuk nagyon széles körben elterjedt, ugyanakkor mind a nemzetközi, mind a hazai szakirodalomban, a talajeróziós modellezésben még mindig jelentős szerepet töltenek be az USLE alapú alkalmazások, jobbra nagyobb területek talajeróziós viszonyainak térinformatikai eszközökkel történő jellemzése formájában (DESMET, P. J. J. et al. 1996, MEZŐSI G. et al., 1997, KERTÉSZ, Á. et al. 2000, SANTORO, V. et al. 2000, CENTERI CS., 2002, LICZNÁR, P. 2003, stb.).

4. táblázat. A fontosabb fizikai / elméleti modellek áttekintése (MORGAN, R. P. C. 1996, HUSZÁR T. 1998, SCHMIDT, J. 1998, http://soilerosion.net/doc/models_menu. web-oldal és a feltüntetett források nyomán)

A modell neve	Területi érvényesség	Időbeli érvényesség	Forrás
ANSWERS ¹	vízgyűjtő	csapadékesemény	BEASLEY et al. 1980
CREAMS ²	összetett lejtő	csapadékesemény	KNISEL 1980
GUESS ³	parcella	csap. esemény - év	ROSE et al. 1983
WEPP ⁴	parcella, vízgyűjtő	csap. esemény - év	NEARING et al. 1989
KINEROS ⁵	parcella, vízgyűjtő	csapadékesemény	WOOLHISER et al. 1990
EUROSEM ⁶	parcella, vízgyűjtő	csapadékesemény	MORGAN et al. 1992
MEDRUSH ⁷	vízgyűjtő	1 óra - 100 év	KIRKBY 1992
AGNPS ⁸	vízgyűjtő	csap. esemény - év	YOUNG et al. 1994
EROSION2D/3D	parcella, vízgyűjtő	csapadékesemény	WERNER et al. 1996
LISEM ⁹	vízgyűjtő	csapadékesemény	JETTEN et al. 1996

¹ Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation, ² Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management System, ³ Griffith University Erosion Sedimentation System, ⁴ Water Erosion Prediction Project, ⁵ Kinematic Runoff and Erosion Model, ⁶ European Soil Erosion Model, ⁷ Mediterranean Runoff Simulation on Hillslopes, ⁸ Agricultural Non-Point-Source Pollution Model, ⁹ Limburg Soil Erosion Model

2.5.2. Eróziós modellezés Magyarországon

Magyarországon az eróziós modellezés kezdetének a Kazó-féle esőszimulátoros méréseket tekinthetjük (KAZÓ B. 1966, 1967). Ezek célja különböző talajtípusok esetén a lejtőszög és a növényborítottság lefolyásra, ezen keresztül erózióra gyakorolt hatásának a vizsgálata volt. Az USLE-t már fejlesztése alatt átvette a magyar talajvédelmi tervezés, és 1962 őszétől alkalmazta a gyakorlatban is (ERŐDI B. et al. 1965, 1974). Felhasználása a talajeróziós térképezésben egyre nagyobb teret nyert (KISS A. et al. 1972), sőt a gyakorlati alkalmazáson túlmenően tudományos vizsgálatok is kezdődtek az USLE

segítségével (DEZSÉNY Z. 1982). Az USLE-val kapcsolatos hazai kutatások több évtizede visszatérő kérdésköre a talajok erodálhatóságára vonatkozó K-tényező meghatározása talajainkra. ERŐDI et al. (1965), STEFANOVITS (1966), KERTÉSZ et al. (1997) és kísérletei (CENTERI Cs. 2002) után CENTERI Cs. (2002) munkájával megnyugtató választ adott a kérdésre.

Az USLE mellett természetesen más modellek adaptálása, illetve felhasználása is jelen van a hazai eróziós modellezés történetében. Nemzetközi együttműködés keretében kezdődött 1988-ban az EPIC tesztelése (RICHTER, G. et al. 1990, MEZÖSI G. et al. 1991, KERTÉSZ Á. et al. 1997), de említhetnénk a MEDRUSH modell hazai adaptálását is, amelyben az elmúlt 11 évben az MTA Földrajztudományi Kutatóintézete vett részt (TÓTH A. et al. 2001).

2.5.3. Az eróziós modellek elterjedése Romániában

Az első romániai, mezőgazdasági területre alkalmazott, számszerűsítő eróziós modell megalkotása MOȚOC, M. (1963) nevéhez fűződik. A modell már tartalmazta az erózió kiváltó tényezőinek nagy többségét, az esőerózió tényezőjének kivételével. Az értékek kalibrációja az aranyosgyéresi kísérleti parcellákon mért lefolyási együtthatók segítségével történt. A modell egy második változata 1973-ban látott napvilágot. Ez már az 1965-ös Wisniewski-Smith modell szerkezetére épül, és tartalmazza az eső eróziós hatásának tényezőjét is.

1979-ben MOȚOC és társai egy újabb talajvesztés- becslési egyenlet javasolnak, melyet ROMSEM-nek (Romanian Soil Erosion Model) neveznek el. Az értékek és a számtani összefüggésekben használt tényezők a romániai pedoklimatikus viszonyaira voltak vonatkoztatva. 1982-ben kidolgoztak egy tanulmányt, mely a megművelt területek eróziós zonalitását taglalja. 1987-ben különböző számszerű és grafikus módszereket használva kiterjesztik a módszer alkalmazhatóságát a kisméretű vízgyűjtők felületi és mélységi eróziójának tanulmányozására.

A GIS (FIR) alapon működő eróziós modellalkalmazások Romániában még gyerekcipőben járnak. Ezek nagyrészt az agrártudományi egyetemek doktoranduszai tollából származó próbálkozások. Külön nehézséget jelent a különböző céllal készült térképekhez, légi és űrfelvételekhez és egyéb szükséges segédanyagokhoz, valamint a pontos munkát végző laboratóriumokhoz való hozzáférhetőségnek hiánya. Ezért a tanulmányok nagy része kis térségekre vonatkoznak, és hosszas előzetes terepi munkát igényelnek. A romániai fiatal szakemberek közül megemlíthetjük PATRICHE, C.V. (2004), PATRICHE, C.V. et al. (2006) munkáit, akik két kisebb vízgyűjtő esetében próbálták az USLE/RUSLE modelleket alkalmazni az erózió mértékének meghatározására.

ANGHEL, T., BILAȘCO, S. (2008) a MOȚOC és SEVASTEL (2002) által kidolgozott és a Románia természeti viszonyaira ajánlott modellt (ROMSEM) alkalmazták a Motrui-bányász medence talajeróziójának felmérésére.

2.6. Az eróziós állapot térképezése (térképezésének lehetőségei)

2.6.1. A hagyományos eróziós térképezés

Egy változatos domborzatú terület talajainak évszázadok óta tartó gyorsított eróziója a talajtakaró nagymértékű elvékonyodásához vezet. Ennek a hosszantartó folyamatnak az eddigi eredményét a talajvastagság változásai alapján szerkesztett talajeróziós térképen ábrázolják (STEFANOVITS P. 1963).

A magyarországi szakirodalomban, a múltban több olyan értékes munka jelent meg mely a hagyományos eróziós térképezés kérdéskörét tárgyalja (MATTYASOVSKY, 1957, DUCK, 1960a., 1960b. STEFANOVITS, 1964 stb).

A klasszikus értelemben vett, hagyományos módszereken alapuló, terepi eróziós térképezés egy viszonyítási alapon működő eljárás, mely egy térség talajainak jelenlegi (a térképezés időpontjában észlelt) eróziós állapotát állapítja meg, méri fel és ábrázolja.

A hagyományos eróziós térképezés során a talaj eróziós állapotát különböző osztályokba soroljuk, eróziós fokozatokat különítünk el. A leglényegesebb alapelv: a közeli körzetben fellelhető nem erodált szelvényhez való viszonyítás alapján történő eróziós fokozatok megállapítása. (KERÉNYI A. 1991). A felületi rétegerózió fokozatait a lepusztult talajtakaró százalékos értéke alapján határozzuk el.

Az eróziós fokozatok elkülönítése során az etalon szelvény talajszintjeit tekintjük 100%-nak és ehhez hasonlítjuk a többi, erózió által befolyásolt szelvény szintjeit. (STEFANOVITS P. 1963) három eróziós fokozatot említ. Gyengén erodálnak minősíti a talajt, ha az eredeti összehasonlító szelvény 70%-a megmaradt, közepesen erodálnak, ha ez az érték 70 és 30% között volt, és végül erősen erodálnak, ha az eredeti talajszelvényből 30%-nál is kevesebb maradt meg.

Ennek az eljárásnak kétségtelenül vannak hibái, melyek egyrészt abból származnak, hogy sok esetben nehezen találni olyan szelvényt, amely nem erodált és ráhordás által sem érintett, tehát összehasonlítási alapnak, etalonnak megfelel. A nem erodált talajszelvény megtalálása és feltárása sok esetben az eróziót térképező szakember szakmai felkészültségén és szubjektív megítélésén alapszik

A területbejárás folyamán elhatárolhatjuk azokat a területeket, amelyeken a talajpusztulás már a talaj színéből megállapítható, majd a lejtőkön és néhány sík területen is szelvényeket tárunk fel avégett, hogy a meglévő talajszintek vastagságát megállapíthassuk (STEFANOVITS P. 1963).

A vizsgált terület nagysága függvényében az *etalon szelvény* kiválasztásának indokoltsága változik. Az összehasonlításnál csak a tájnak megfelelő, tehát nem nagy távolságban levő, az erodáltságtól eltekintve hasonló körülmények között képződött szelvényt vehetünk figyelembe. Mivel minden pedon önálló egység, egyedi és helyspecifikus ezért az etalon kiválasztása léptékfüggőségére érdemes nagy hangsúlyt fordítani mivel a vizsgált terület mikromorfológiája és mikroklímája igen nagymértékben befolyásolja. Egy talajtípuson belül is csak

ugyanabban a tájban vagy szűkebb környékén található szelvényekkel vethetjük össze a vizsgálandó szelvényeket. (BALLENEGGER R. – DI GLÉRIA J. 1962).

A vizsgálandó terület egység keretében minden talajtípus esetében indokolt etalon szelvényt készíteni, mert a genézis során keletkezett talajszintek vastagsága, morfológiája nagyon változatos és ezáltal az erózióval szembeni viselkedése igen különbözik. Pl. csernozjom talajok esetében az egyenletesen humuszos A-, valamint a fokozatosan csökkenő szervesanyag-tartalmú csernozjom B- szintek együttesen képezik az elbírálás alapját, míg a barna erdőtalajok esetében a kilúgzási és felhalmozódási szintek együttes vastagsága szolgál az elhatárolás alapjául. (STEFANOVITS P. et al. 1999).

2.6.2. A digitális térképek használata a talajerózió kutatásában

A digitális térképekről korábban nem mindenki írt elismerően: „... kétséges, hogy a 90-es évek elejéről származó szakmai jóslat beválik, miszerint a számítógép, mint technikai és módszertani eszköz lehetőséget és kapacitást nyújt tudományunk tematikai megújulására„, (BASSA – FARKAS – KERESZTESI, 2001).

Amennyiben elfogadjuk, hogy a földrajz leíró funkciójában a legtöbbször analitikus térképek formájában jelenik meg, az összefüggéseket feltáró funkció különböző tematikus térképek egymásra helyezésével működtethető. Az ilyen operációk olykor meglepő eredményekhez vezethetnek (TÓZSA I. 1998). Annyi bizonyos, hogy amint a hagyományos térkép sem tekinthető kusza vonalak szövevényének, úgy a számítógépes adatbázis sem „egymás mögé dobált adatok halmazának (BASSA – FARKAS – KERESZTESI, 2001).

A térkép a Föld felszínének, illetve az azzal kapcsolatban álló anyagi és nem anyagi dolgoknak a kicsinyített, síkbeli megjelenítése. A digitális térkép pedig a térkép tartalmának számítógéppel kezelhető, digitális leírása.

A digitális térképek előnyeit a papír alapúakkal szemben hosszan lehetne sorolni, így most csak a legfontosabbakat emelném ki: hatékonyabb és gyorsabb munkavégzés, egységes térképi alapot képez a különböző folyamatok számára, többcélúan felhasználható eddig megoldhatatlannak tűnő feladatok tisztázására.

Az utóbbi években folyamatosan nőni látszik a részletes talajtani információk iránti igény. Ez magával vonja a talajtani tudomány, a digitális talajtérképezés eszköztárának a fejlődését, és szükségessé teszi a meglévő térképi és egyéb talajtani információk, valamint a talajtulajdonságokkal összefüggésbe hozható külső változók (digitális domborzati modell, geológiai térképek, multispektrális űrfelvételek stb.) integrálását.

Valamely terület korszerű ökológiai szemléletű talajtani szintézise, e szintézis térképi megjelenítése sikeresen megoldható a sajátos elemeket hordozó földrajzi információs rendszer segítségével. Az elsődleges terepi és laboratóriumi vizsgálati eredményeket az adatbázis-kezeléssel és a számítógépes térképezéssel tesszük összehangolhatóvá a távérzékelési adatokkal.

A FIR széleskörű alkalmazási területe a tájtervezés, a geomorfológia, s nem utolsósorban a talajtérképezés, a talajtani szintézis. Ebbe beleértjük:

- a terület pillanatnyi és potenciális talajadottságainak megismerését,
- a talaj múltbeli és jelenlegi állapotát,
- a talaj múltbeli és jelenlegi kihasználását,
- a terület talajtulajdonságaival szemben támasztott társadalmi-gazdasági igények felmérését,

- az elvárások és a talajadottságok nyújtotta lehetőségek összehangolását a szükséges tennivalókat az elvárások és a lehetőségek összeegyeztetése érdekében (KERTÉSZ Á. 1997).

A FIR talajeróziós kutatásokban való alkalmazási területei közül megemlíthjük: lejtőkategória- térképezés, lejtőkitettség- térképezés, szelvények, lejtőprofilok készítése, vízgyűjtő terület, vízválasztó lehatárolása, térfogatszámítás, lefolyásbecslés, stb.

Az eróziós talajvesztés modellezéséhez az eróziós mintaterület alapállapotának feltérképezése (földhasználat, topográfiai alapadatok, domborzati viszonyok, valamint a talajfelszín állapotának jellemzésére vonatkozó információk, térképek és jellemző talajvizsgálati eredmények) térinformatikai módszerek használatát igényli.

Tekintettel arra, hogy az elmozduló talaj mennyiségének közvetlen méréssel történő meghatározása olyan bonyolult feladat, ami csak nagy hibával valósítható meg, szükséges olyan közvetett megoldás alkalmazása, amellyel kevés munkaidő-ráfordítással a felszíni talajelmozdulás kielégítő pontossággal becsülhető.

Minél szélesebb körű adatokkal dolgozunk, annál inkább egyértelművé válik a FIR jelentősége, amikor az eltérő jellegű adatok kombinálása új információk, ismeretek nyerésére ad lehetőséget (<http://www.ist-world.org/Project>).

2.6.3. A digitális domborzatmodell (DDM) használata az eróziós modellezésben

A digitális domborzatmodell lényegét különböző szerzők egymástól eltérően írják le. „A terep egyszerűsített mása, amely számítógéppel olvasható adathordozón tárolt numerikus és/vagy alfanumerikus terepi információk rendezett halmazaként valósul meg”. (SZÍJÁRTÓ A. 2007)

A digitális domborzatmodell „a felszín térbeli változásait írja le digitális formában” (BURROUGH, P.A. 1986; MOORE, I.D. ET ALL. 1991).

A domborzat e kvantitatív jellemzése új lehetőségeket és korlátokat tudatosított a felszínalaktan és a csatlakozó társtudományok képviselőiben. A korábbi gyakorlatban használt domborzati mutatók – lejtőszázalék, kitettség, stb. - és azok vélt hatása a környezeti elemek alakulására, fejlődésére a DDM-ből származtatott változókkal könnyedén számszerűsíthető.

A DDM segítségével az eróziót kiváltó egyik legfontosabb tényezőnek, a lejtőviszonyoknak (lejtőkategória, lejtőhossz, kitettség), az egzakt elemzése valósítható meg egy viszonylag egyszerű és gyors eljárással.

Digitális domborzatmodellek (DDM) használata egyre szélesebb körben terjed az alkalmazott és az alaptudományok művelői körében. Egyre több, könnyen hozzáférhető DDM került forgalomba, tölthető le ingyen a világhálóról, illetve vásárolható meg.

Térinformatika szoftverek széles skálája áll rendelkezésre DDM-ek „házi” elkészítésére (DOBOS, E – HEGEDŐS, A. 2005). A digitális domborzatmodellekből számos felszínleíró, domborzatot jellemző változó származtatható, amelyek jelentős segítséget nyújthatnak a környezettudományok művelői és alkalmazói számára.

Az eróziós modellezést végző felhasználók számára a hagyományos (analóg) topográfiai, földtani és talajtani térképek és adatok csak korlátozottan használhatók fel egy többszemponútú térbeli adatelemzéshez, hiszen ehhez rendszerint eltérő geometriájú (vetületű, méretarányú, szelvényezésű), különböző korú és más-más felhasználási célból készített térképeket és adatokat kell szintetizálniuk.

A FIR egyik lényeges jellemvonása, hogy az ábrázolt geometriai objektumokhoz adatok rendelhetők (attribut file-ok által). Ezek az adatok nem fognak megjelenni a tematikus térképen, és ezáltal nem fogják zsúfolni azt, de az értékek bármikor lekérdezhetők.

A digitális térképen megjelenített objektumokhoz hozzárendelt adatok bármikor megváltoztathatóak, így ha új értékek birtokába jutunk, akkor a tárolt értékek mindegyike egyenként felcserélhető, és a program önmaga fogja automatikusan generálni a talajveszteségi egyenletben a változást. Egy területegység elkészített DDM-je alapként szolgál akár egy monitoring rendszernek is. A változókat időszakosan kicseréljük, így folyamatos képet kapunk a térség időbeli változásáról.

A térinformatikai módszerekkel történő eróziós térképezés a recens eróziós folyamatok mértékének megállapításához adhat támpontokat.

A digitális térképezés során használt adatok nagy része, amint azt a fentiekben már láttuk, egyrészt már elkészített térképekre, légi/űrfelvételekre, másrészt terepi megfigyelésekre és laboratóriumi munka eredményeire támaszkodik. Mind a hagyományos, mind a térinformatikai módszerekkel történő térképezés szakirányú ismereteket igényel, és az esetek nagy többségében interdiszciplinaritást.

Globális szintű kutatások célját szolgáló komplex információs rendszerek kidolgozásához ma már nélkülözhetetlen a megfelelő digitális talajtani adatbázis létrehozása. Az Amerikai Egyesült Államokban és Nyugat-Európában egyaránt már évekkel ezelőtt kidolgoztak erre irányuló terveket. Egyik ilyen projekt eredménye az European Soil Database, mely tulajdonképpen nem más, mint az 1: 5 000 000 FAO Világ Talajtérképének 1:1 000 000 méretű digitális formában történt felújítása.

Elsődleges adatnyerési eljárások, mint a tradicionális, többnyire terepmunkán alapuló talajtérképezés, nagy anyagi- és időráfordítást igényelne.

A Föld számos területére viszonylag olcsó domborzati modelleket generáltak le, fotogrammetriai vagy radar adatforrások alapján. Ezekhez pontos növényborítottsági távérzékelt adatok társíthatóak. Ezek alapján a terület digitális modelljei is előállíthatók.

Ezek az adatállományok viszonylag jó megközelítést adnak a felszíni és a vonalas erózió értékelésére. Ezzel egy olyan másodlagos adatnyerési eljáráshoz jutunk, amely viszonylag költségkímélő módon járulhat hozzá olyan területek talajtani térképezéséhez, ahol hozzáférhető formában nem állnak rendelkezésre ilyen jellegű adatok.

2.7. Suvadás típusú lejtős tömegmozgások

2.7.1. A lejtős tömegmozgások típusai

A geomorfológiában a lejtős tömegmozgások egy olyan elkülönülő felszínalakító folyamatsoportot alkotnak, amelyek sajátossága, hogy az eredeti helyéből(ről) kimozdított anyag szállítóközeg nélkül, a gravitáció hatására mozog.

Az anyagáthelyeződések nagyrészt akkor következnek be, ha számukra kedvező feltételek adódnak, amelynek következménye, hogy a lejtő kimozdul egyensúlyi helyzetéből (LÓCZY D. 2008).

Ilyen tömegmozgások a folyamat mechanizmusa alapján a következők.

- Omlás – főleg szálban álló kőzet esetén, gyakran laza anyagú, meredek lejtőkön jön létre.
- Csuszamlás – a lejtők anyaga képlékennyé válva, csúszópálya mentén elmozdul, fontos a víz jelenléte. Speciális fajtája a suvadás.
- Kúszás – a lejtőt borító málladék vagy törmelék igen lassú mozgása. A felszín felső 1 m-es zónájában zajlik.
- Folyás – a képlékennyé vált anyag mozgása a lejtőn (SZABÓ J. 1992)

2.7.2. A lejtős tömegmozgások erdélyi vonatkozású kutatása a magyar nyelvű szakirodalomban

Romániai viszonylatban legelőször az Erdélyi medence területén levő, nagyobb méretű csuszamlások hívták fel a geológusok és geográfusok figyelmét a lejtős tömegmozgások nagymértékű felszínformáló hatására, úgyhogy HAUER ÉS STACHE 1861-ben, PÁVAY pedig 1871-ben Kolozsvár környékének tanulmányozásakor már említést tesz a Feleki-hegy lejtőmozgásairól is. HERMAN O. (1869) a Hódos-tó környéki lejtőmozgásokat említi meg munkájában. Herman különbséget tesz a „hegyfok összeomlása” és „az oldalszakadások folytán keletkezett halmok” között.

SZÁDECZKY GY. (1897), a hatalmas Dank melletti csuszamlással kapcsolatban szintén kiemeli a vízáteresztő réteg alatti agyag fontosságát, mely a sok víztől „sikamlóssá” lesz, és mozgásba hozza a lejtőt.

KOCH A. (1894, 1900) kolozsvári professzorként az Erdélyi-medence földtanát vizsgálta. Munkája eredményeképpen összefoglalást ad a medence paleogén és neogén üledékeiről. Rétegtani ismertetései során több mint fél tucat helyen említi omlásokat, hegycsuszamlásokat s azokkal kapcsolatos föld- és hegykúpokat, hegyszeleteket, „gidres-gödrös felszínű” részeket. Koch arra következtet, hogy a lejtőmozgások keletkezésének alapvető feltételei a lejtős térszín, a felső vízáteresztő és alsó vízzáró rétegek jelenléte, valamint a lejtő alján levő vízfolyás eróziós tevékenysége. Az alapos rétegtani elemzése hozzájárultak Cholnoky munkásságának megalapozásához (SZABÓ J. 2003).

TÖRÖK Z. (1939, 1944) a lejtőmozgásoknak, mint morfológiai formáknak az említése során a völgylejtők kialakulása kapcsán megkülönbözteti a földfolyás és szakadás fogalmait. Kiemeli, hogy e természeti jelenségek minőségi megjelenését „mindig a tektonika szabja meg”. IMREH J. (1944) a talajmozgásokról szóló részletes munkájában ugyancsak nagy hangsúlyt fektet a kőzetek minőségére és a terület tektonikai szerkezetére, mint belső erőkre és a vízre, mint külső felszínformáló erőre.

2.7.3. Lejtős tömegmozgások a román nyelvű szakirodalomban

A román szakemberek régóta foglalkoznak a lejtős tömegmozgások témakörével, különös tekintettel a csuszamlásokra, hisz ezek elterjedt jelenségek mind az Erdélyi-medence, mind a Moldvai-fennsík területén.

Az Erdélyi-Mezőség peremvidékeivel kapcsolatosan ellenben nagyon kevés tanulmány látott napvilágot. Az általában magyar ajkú lakosság által lakott vidék kutatása nem vonzotta a román tudósokat. Ezért érezzük részben előnynek, részben feladatnak, sőt kihívásnak, hogy ezeknek a területeknek a tanulmányozását magunk végezzük el.

Az 1950-es évekig a lejtős tömegmozgásokat a román geográfusok és geológusok egyaránt tanulmányozták, különös figyelmet fordítva ezek térképezésére és a talajpusztulásban elfoglalt szerepének tárgyalására.

1953-ban történt a tömegmozgások által érintett mezőgazdasági területek országos számbavétele. Az ezt követő periódusban a terepi megfigyelések nagyobb teret hódítottak. 1966-ban TUFESCU, V. elkészíti a csuszamlásra hajlamos területek első térképét. A térkép elkészítésénél a kőzettani feltételeket, lejtőhajlást, reliefenergiát és erdővel való borítottságot vette alapul.

Az 1969 – 1972 közötti nagy esőzések során nyilvánvalóvá vált, hogy egy koncepcióváltásra van szükség a lejtős tömegmozgások által érintett területek vizsgálata terén. Ez után az időszak után nagyobb figyelmet fordítottak a vízgyűjtő méretű megfigyelésekre és vízrendezésekre, a tömegmozgásos területek fokozatos

rehabilitációjára. A tudományos kutatás célja különösen a kiváltó okok azonosítása és az érintett területek feljavítását célzó megoldások keresése volt.

A geológiai és geomorfológiai kutatásokkal egyidőben (BĂCĂUANU, V. 1980, HĂRJOABĂ, I. 1968; AIRINEI, ST. 1980; GAVĂȚ, I. 1963, JEANRENAUD, P. 1972 in PUJINA D. 2009), BALTEANU, D. 1983, ICHIM, I. 1979, 1989, IONITA, I. et. al. 2008, stb.), a geotechnikai és hidrogeológiai kutatások is egyre tágabb teret hódítanak.

1981 óta a Perieni Központi Kutató Állomás talajeróziós kutatásainak keretén belül fontos célkitűzésként szerepel a különböző típusú tömegmozgások kialakulási okainak a tanulmányozása (PUJINĂ, D. 1985, 1997, 2008, HURJUI, C. et. al. 2008). Az itt végzett kutatások során a lejtős tömegmozgások által érintett területek hidrológiai, illetve hidrogeológiai feltételeit elemzik, technikai megoldásokat próbálnak keresni ezen területek környezeti rehabilitációjára, valamint olyan rendszereket próbálnak kidolgozni, amelyek által meghatározható a lejtők geo-morfodinamikai kockázata.

2.7.4. A csuszamlások

A csuszamlások a lejtős tömegmozgások egyik fő csoportját képezik,velük azonos hierarchiaszintű csoportként a mechanizmus jellemzői alapján az omlásokat, kúszásokat és folyásokat értelmezzük (NECOK A. – PASEK J. – RYBAR, J. 1972 in SZABÓ J. 1996, 2003).

A csuszamlások esetében az elmozdult tömeg egy markánsan kirajzolódó felszín mentén válik el a lejtő helyben maradt részétől. A mozgás viszonylag gyors, általában legalább dm/nap, de még inkább dm/s, sőt esetleg m/s nagyságrendű. Így jól elkülönül egyrészt az omlásoktól, amelyek többnyire a szabadesés gyorsulását is eléri, másrészt a kúszásoktól, amelyek sebessége a cm/év értéktartományba helyezhető. A mozgás következtében az áthelyeződő tömegek kisebb-nagyobb darabjai (tömbjei, szeletei stb.) egyben maradnak, és ezen belül a részecskék egymáshoz való helyzete nem változik meg (SZABÓ J., 2003).

2.7.4.1. A csuszamlások típusai

A csuszamlásokat a csúszópálya kialakulása szerint két nagy csoportba soroljuk (SZABÓ J., 1993):

1. Szingenetikus csúszópályán kialakuló csuszamlás.

Homogén anyagú lejtőkön a csúszópálya csak a mozgás megindulásának pillanatában alakul ki a pillanatnyi erőviszonyoknak megfelelően. A görbült csúszópályán a mozgó anyag általában a mozgás irányával ellentétes forgó mozgást is végez. Erdélyből származó elnevezéssel ez a suvadás.

2. Preformált csúszópályán kialakuló csuszamlás

Rétegzett inhomogén kőzetben a csúszópálya rendszerint a különböző kőzetmechanikai tulajdonságú rétegek mentén alakul ki.

A két fő kategórián belül a mozgó anyag vastagsága, a csúszópálya dőlése, felszínre való kifutása, a csúszás morfológiai jellege stb. alapján számos további típus különíthető el (pl. PÉCSI M., 1971, FARKAS J., 1992, SZABÓ J., 1993).

Az agyagos területeken a konzekvens vagy reszekvens lejtők sem mentesülnek a felszínmozgásoktól, csupán a folyamatok lezajlása és a létrejött formák morfológiája különbözik a suvadásokétól.

Az ilyen csuszamlások csúszópályája általában kisebb mélységben helyezkedik el, a csuszamlások csekély meredekségű lejtőn is létrejönnek.

Mivel ezek a mozgások általában hátrafelé harapóznak, az eredeti csuszamlástesthez mindig egy-egy újabb adag tevődik hozzá, és így létrejön egy összetett, meggyúrt, meredek és majdnem vízszintes (álteraszos) lejtőrészekből összeálló csuszamlástömb. A szakadásfalak viszonylag alacsonyak (3–8 m), és karéjos formájuk van. A csuszamlások testében létrejöhetnek másodlagos szakadásfalak is.

A kvázihorizontális vagy visszahajló részeket gyakran víz tölti ki. Az elmozdult rétegek köpenyszerűen vándorolnak lefelé a lejtőn. Erózió- bázisuk általában a patakmeder, melybe belecsúsznak. Igen tekintélyes területeket érintenek, gyakran a lejtő egész hosszára kiterjednek.

A Cholnoky-féle terminológiában a miocén kori mezőségi márgás agyagokból álló, vízszintes rétegzettségű lejtőkön végbemenő nagyméretű felszínmozgásokat *suvadásoknak* nevezzük.

A csuszamlások jelentik a tömegmozgások legveszélyesebb, legnagyobb kártétellel járó s egyúttal leggyakoribb típusát (SZABÓ J., 2003).

Mivel a gyors tömegmozgások – omlások, csuszamlások és rokonfolyamataik - sokszor természeti katasztrófaként jelentkeznek, gyakoriságuk megnövekedése miatt érthető módon kiszélesedtek az elhárításukat, megelőzésüket, az ellenük való védekezést célzó vizsgálatok. Különösképpen így van ez a csuszamlásos folyamatok esetében.

2.7.4.2. A csuszamlásokat kiváltó, elősegítő általános tényezők

Egy térség klimatikus és geomorfológiai tényezői meghatározzák a csuszamlások kialakulásának körülményeit (LACELLE, D. – BJORNSON, J.-LAURIOL, B. 2009). A csuszamlások e feltételek komplex egybeesése során alakulnak ki, és környezeti, gazdasági és személyi károkat eredményeznek (WU és SIDLE 1995, GLADE 1998).

A csuszamlásérzékenység vagy csuszamlásveszélyeztetettség lényegében egy csuszamlás kialakulásának térbeli és időbeli valószínűségét jelenti (VARNES 1984).

A *térbeli veszélyeztetettség* a szerkezeti-litológiai feltételektől, az ezek függvényében kialakult felszínrajzi, talajtani adottságoktól, az antropogén hatásoktól, a földhasználat módjától függ. A térbeli veszélyeztetettség tényezőit a suvadások előkészítő tényezőiként is nevezhetjük.

A természeti tényezők ember által történő megváltoztatása (pl. erdőirtás, útbevágás, stb.) felgyorsítják a csuszamlások bekövetkeztét (SWANSON és DRYNESS 1975, CHUNG et al. 1995, MONTGOMERY et al. 1998).

Az időbeli veszélyeztetettség a klimatikus feltételek változásaitól függ. A klimatikus feltételek, különösképpen a csapadékviszonyok és a csuszamlások kialakulása közötti összefüggést számos tanulmány taglalja: POLEMIO és SDAO 1999; DAI és LEE, 2001; CHLEBORAD et al. 2006; ALCÁNTARA-AYALA 2004; COE et al. 2004; ZEZERO et al. 2005; GIANNECCHINI 2006; JAKOB et al. 2006. Míg egyesek ezek közül specifikus eseteket írnak le, mások statisztikai összefüggéseket igyekeznek megfogalmazni korrelációs modellek, vagy csapadékmennyiségen alapuló előrejelző modellek előállításának érdekében.

A lejtőanyag állékonyságát a víz – felszín alatti vagy csapadékvíz formájában – csökkenti, ezért a litológiai és domborzati feltételek mellett a víz általában meghatározó jelenség a folyamat lejátszódásában. Csuszamlások tehát a vízfelvételekre képes anyagokból álló lejtőkön valószínűbbek, de ott is kialakulhatnak, ahol ezek az anyagok más, tömörebb kőzetek közé ékelődnek (SZABÓ J., 1998). Intenzív esőzések, hirtelen hóolvadás hatására a lejtő anyaga gyorsan telítődik vízzel, ami a szemcsék között csökkenti a kohéziót (LÓCZY D., 2008).

A talajvíz hatása is többféle: szerkezetmódosító lehet az áramló talajvíz áramlási nyomása, nyomásváltozása, az áramló talajvíz szemcsét és/vagy kötőanyagot moshat ki. Ha hirtelen megsüllyed a talajvíz szintje, annak szintén szerkezetroncsoló hatása lehet. Végül pedig víz hatására a talaji szerkezetét jelentősen megváltoztató kémiai átalakulások mehetnek végbe (HEGEDŰS, 2001)

Tektonikai mozgások, vulkánkitörések vagy egyéb mechanikai, akár antropogén eredetű rezgések is segíthetik a csuszamlások megindulását (LÓCZY, 2008; PÉCSI, 1991).

A lejtőhajlás hirtelen megváltozása ugyancsak elindíthatja a folyamatot (PÉCSI, 1991). Az átlagos lejtőhajlás megnövekedhet földkitermelés, lejtőátvágás (pl. útépités miatt), folyóvízi alámosás, vagy tektonikus mozgások hatására (HEGEDŰS, 2001).

A kőzettömbökben lejátszódó térfogatváltozások: tágulás-zsugorodás, átnedvesedés-kiszáradás, fagyás-felengedés váltakozása is mozgást idézhet elő (LÓCZY, 2008).

A növényzettel való borítottság megváltozása: az erdőirtások, a növénytakaró hirtelen eltávolítása, átalakítása, megváltozása nagyban hozzájárul a mozgások kialakulásához (PÉCSI, 1991).

Az egyéb emberi tevékenységek hatása: ebbe a kategóriába a terhelést növelő, vagy vízgazdálkodási zavart okozó mérnöki létesítmények (bányák, víztározók, stb.) tartoznak, melyek a lejtő instabilitását vonhatják maguk után (LÓCZY, 2008).

2.7.5. A suvadások

Az Erdélyi-Mezőség jellegzetes formakincséhez tartozik a tömegmozgások egy különleges típusa, a suvadás.

CHOLNOKY J. (1926) az Erdélyi-Mezőséget a „suvadások” létrejöttének „locus classicusaként” említi. A suvadás kifejezést a nemzetközi szakirodalom szóhasználatában mélyfészű, homogén anyagú, esetenként rotációs jellegű, szingenetikus csúszópályájú felszínmozgásokkal lehet helyettesíteni, mely az angol szakirodalomban slump néven ismert: SHARPE, C. F. S. (1938), HUTCHINSON J. N. (1978), VARNES, D. J. (1978), PLUMMER CH.C.-MCGEARY D. (1991).

Az általunk elemzett területen ezek a felszínalakító folyamatok nem újkeletűek, már évszázadokkal, sőt évezredekkel ezelőtt is jelen voltak, csak kevesebb jelentőséget tulajdonítottak nekik.

A vizsgált térségen az agyagos, márgás, laza üledékekből felépülő lejtőkön a deráziós folyamatok képezik a legaktívabb felszínalakító tényezőt. A domboldalak nagy része vagy már régebben lesuvadt, vagy pont most van mozgásban, vagy szemmel láthatóan a suvadások veszélyének van kitéve (JANCSIK P. 2001).

Egy olyan tájegységben, ahol a lejtők részaránya a teljes felszín 80–90%-át teszi ki, a jelenlegi lejtőfolyamatok mélyen rányomják bélyegüket a talajok állapotára, ezáltal a területhasznosításra, főképp a mezőgazdasági tevékenység szempontjaiból.

2.7.5.1. Az Erdélyi-medence suvadásainak kutatástörténete

CHOLNOKY J. kolozsvári professzorsága (1908 – 1918) idején végezte el azokat a terepfelvételeket, amelyek alapján - és nyilván a kutatott táj uralkodó morfológiai jellegéből adódóan - a magyar csuszamlás-kutatás kiemelkedő jelentőségű tanulmányait írta (CHOLNOKY J. 1919, 1922, 1926). A szerző a csuszamlásokhoz, mint olyan geomorfológiai hatótényezőkhöz közelített, amelynek egy táj morfológiai fejlődéstörténetének, jelenlegi morfológiai arculatának, így a benne élő ember tevékenységének is sok vonatkozásban irányítói és meghatározói lehetnek. Világosan felismerte a suvadások feltételeit, mechanizmusát és jellegzetes formaelemeit.

Az erdélyi területek “suvadásos” jelenségei, a Cholnoky nyomdokait követő geomorfológusok számára hosszú ideig ismeretlenek maradtak, szerepüket a tájak többsége esetében jelentősen alulértékelték.

Cholnoky suvadásanalízise olyan lényeges vonásokra mutatott rá, s magyarázatai – talán az elemzés tárgyát képező táj „ideális alkata” miatt is – annyira plauzibilisek voltak, hogy eredményeit a későbbi kutatók mintegy három évtizeden át sokkal inkább átvették, mintsem továbbfejlesszék (Szabó J. 2003).

Cholnoky Morfológiájában felismerve a suvadások felszínalakító jelentőségét, valamint azok mechanizmusát, azoknak tudományos magyarázatot is ad. Új fogalmakkal gazdagítja a geomorfológia szókincsét, amikor a

lejtőmozgások erdélyies nevét, a „suvadások”, elnevezést alkalmazza ezekre a természeti jelenségekre. Ugyancsak ő vezeti be az irodalomba a „hepe- hupa” elnevezést is.

A suvadások magyarázatánál egy olyan példát mutat be, amikor a szakadás a rétegfejeknél következik be, és a csúszópályán „lesuvadó” tömegek rétegzettsége annak síkjára merőleges elrendeződésű.

TULOGDI J. „Kolozsvár környékének geomorfológiai kialakulása” (1930) című írásában, Cholnoky alapján emlékezik meg a Kolozsvár környéki suvadásokról.

TÖVISSI J. (1966) professzor, a Babes-Bolyai Tudományegyetem tanára elsőként írja le a Nyárádmagyarósi-medence lejtős tömegmozgásait. A nyárádmagyarósi suvadást részletesen tanulmányozta, és észrevételei a mai napig korszakalkotónak számítanak a romániai szakirodalomban. Tövisséhez hasonlóan JAKAB S. számos munkájában (1981, 1983a, 1983b, 1986, 2005) foglalkozik az Erdélyi-medence felszínfejlődésével, különösképpen a Küküllő menti dombság és Nyárádmenti-dombság lejtődinamikájával. Nagy fontosságot tulajdonít a különböző lejtős tömegmozgásos folyamatok szerepének, kutatja ezek kialakulásának feltételeit.

SZABÓ J. (1993) az Erdélyi-Mezősőgen végzett megfigyelései során felismeri, hogy a suvadások kialakulására nemcsak a homogén felépítésű lejtők esetén van lehetőség. A mezőségi diapirek szárnyain kialakult monoklinális szerkezet nem radiális irányú (tektonikus vagy eróziós) felszabdalódásával létrejövő aszimmetrikus völgyek ellenesésű rétegeket „elmetsző”, tehát rétegfejes lejtőin kialakuló csuszamlások (pl. Magyarszovát, Mezőörményes) nem preformált csúszópályákon történnek, bár a lejtő inhomogén felépítésű. Az ilyen obszkevns helyzetű csuszamlások tehát ezért szingenetikusak. A szemben lévő völgyoldal lejtőirányba hajló rétegeinek felszínén kioldódó konzkevns csuszamlások viszont preformált csúszópályájúak.

2.7.5.2. A suvadások a román nyelvű szakirodalomban

A román geomorfológusok a csuszamlások osztályozására többféle rendszert dolgoztak ki, csoportosítási szempontként a lejtőanyag csúszási sebességét, valamint ennek tulajdonságait vették alapul (TERZAGHI, 1950 in SURDEANU, 1998).

Bár a suvadások, sajátos morfológiájuknak köszönhetően, különleges helyet foglalnak el a csuszamlások között, mégis régebben legtöbbször a lépcsős csuszamlások osztályába sorolták őket.

Későbbi csuszamlásosztályozási-rendszerekben (TUFESCU 1966, SURDEANU 1998) már a csuszamlás után létrejött felszín morfológiai tulajdonságait is figyelembe veszik.

Az Erdélyi-medence suvadásainak alakzattani, illetve elterjedési körülményei alapján a román szakirodalomban három suvadástípus különül el: a

szászkezi típus GÂRBACEA (1964) leírásában, a nyárádmagyarósi típus TÖVISSI (1970) leírásában és a pleisztocén-holocén típus IRIMUŞ (1998) leírásában.

A suvadás kialakulásának folyamatát tekintve SURDEANU (2008) úgy véli, hogy a suvadási halmok ("hupák") szakaszos sorrendben képződnek. A szakadástól legtávolabb eső halmok a legrégebben képződtek, és ezek a leginkább lepusztultak, majd a szakadástal irányába haladva egyre fiatalabb, egyre kevésbé lepusztult halmok következnek.

Az erdélyi suvadásokat számos román kutató tanulmányozta (MORARIU, T. - 1964; GÂRBACEA, V. - 1964; JOSAN, N. - 1979; GRECU, F. - 1993, 2003; COCEAN, P. - 2010; BUZILĂ, L. és MUNTEANU, L. 1997, stb.). Az ő megfigyeléseik hozzájárultak a sajátos csuszamlásformák alaposabb megismeréséhez.

GÂRBACEA V. (1992) szerint Romániában a medencefelszínek jellemző csuszamlásformái a suvadások. Az Erdélyi-medence területén több mint 500 suvadást említ.

1968-ban MORARIU, T. és GÂRBACEA V. elkészítették az erdélyi suvadások térképét, majd 1992-ben Gârbacea egy újabb térképet publikál, melyen a suvadások alakzattani jellemzői, valamint területi kiterjedésének adatai is szerepelnek.

A suvadás típusú csuszamlások bár az Erdélyi-medencére jellemzőek (Küküllőmenti-dombság, Szamos-hátság) megtalálhatók még a Moldvai-fennsíkon, a Géta-fennsíkon és a egyes szubkárpati övezetekben is. Ezek egy része stabilizálódott vagy részben stabilizálódott, egy részük pedig recens, napjainkban létrejött suvadás, melyek - ha kedvezővé válnak a feltételek - bármikor újra aktiválódhatnak.

A nagyméretű suvadások létrejöttének okát PENDEA. F. (2005) a pleisztocén végi felmelegedés során az alapkőzet hidrogeológiai tulajdonságainak megváltozásában látja.

JAKAB S. (1981) a suvadások kialakulási idejének tárgyalásakor megállapítja, hogy ezek korát nem lehet egységesen meghatározni. A pleisztocénben és a holocénben egyaránt voltak olyan „pillanatok” - és nem időszakok - amikor adottak voltak a nagyméretű suvadások keletkezésének feltételei. ROŞIAN, GH. (2009) szerint a késő glaciálistól a szubatlanti időszakig folyamatosan voltak olyan periódusok, amikor suvadások keletkeztek.

Míg PENDEA és társai a suvadások kialakulásának klimatikus feltételeit tárgyalják, addig SURDEANU (1988) az anyakőzet és lejtőanyag, valamint ezek mállásának a suvadásos folyamatok kialakulásában betöltött szerepét tanulmányozta. MAC, I., és BUZILĂ (2003) pedig a szarmata üledékek különböző rétegeinek viselkedését, suvadásgeneráló szerepét kutatja.

CHIŢU (1975) említést tesz a talaj suvadások kialakulásában betöltött fontos szerepéről, úgy véli, hogy a talajtípus határozza meg a csapadékvíz mélyebb rétegekbe való beszivárgásának feltételét, körülményeit.

Az Erdélyi-Medence suvadásainak formai leírását több munka is részletesen ismerteti: GÂRBACEA (1964) a szászkezi suvadás esetében 6 egymással

párhuzamos hupafelszint említ GRECU F. (1997) a szászalmi suvadás esetében 5-6 hupasort, BUZ et al. (1997) a fejrődi suvadás esetében 5-6 sor halmot ír le. Méretükkel kapcsolatosan GRECU, F. (1985) megállapítja, hogy egyes suvadások mélysége elérheti a 10-30 métert is, vagy akár meg is haladhatja ezt az értéket.

2.7.6. A suvadások kialakulásának feltételei

A lejtő felépítése megváltozhat, ha a rajta végbemenő anyag-áttelepítés halmoz rá újabb rétegeket. Ehhez maguk a tömegmozgások, így éppen a suvadások is hozzájárulhatnak. A lejtőn, vagy annak lábánál felhalmozódó anyag alapvetően megváltoztathatja pl. a lejtő vízgazdálkodását és így annak csuszamlásérzékenységét is.

A súlynövekedést (a lejtő tetején vagy magasabb részein) általában külön csuszamlást-generáló tényezőként veszi számba a szakirodalom (SZABÓ J. 1996). Mivel azonban az ilyen jellegű súlynövekedés a lejtő geometriai viszonyait is megváltoztatja, így hatása a domborzati feltételek módosulásában érvényesül. (A lejtő súlynövekedése alakváltozás nélkül is bekövetkezhet – pl. vízfelvétellel.)

2.7.6.1. A vízfelvétel kérdésköre

A vízfelvétel rövidtávú szabályos (szezónális) ingadozásai a csapadékmennyiség évszakos ingadozásával kapcsolatosak, de nemcsak abból adódhatnak.

FARKAS J. (1992) szerint a legnagyobb 13 magyarországi csuszamlási esemény 60%-a március, április és május hónapokban történt. SZABÓ J. (1996) is számos példáját említi a csuszamlásos tömegmozgások tavaszi maximumának.

A suvadások éghajlati feltételének tárgyalása során a legkülönbözőbb szerzők azt hangsúlyozzák, hogy e mozgások kioldódásához az átlagostól eltérő, hosszan tartó nagy csapadékok a legfontosabbak (pl. BRABB, E.E. 1989, HARROD, B.L. 1989).

A csapadék erőteljes ingadozása, sőt extrém időjárási helyzetek bekövetkezése tehát a suvadás típusú csuszamlások döntő feltételeként minősíthető.

2.7.6.2. A közvetlen vízfelvétel és a lejtőanyag kapcsolata

A csapadékból származó vízbevitel suvadás-generáló hatása természetesen nagymértékben függ a lejtő anyagi felépítésétől. A lejtőn ez a hatás annál kifejezettebb, minél több víz juthat a lejtő felszín alatti részeibe, ami pedig döntően a vízáteresztő képesség függvénye. A felszín felől leszivárgó víz – a lejtő közvetlen vízbevétele, ideértve a késleltetve érkező olvadékvizeket is – akkor igazán hatásos, ha a lejtőanyag úgy képes annak felvételére, hogy egyúttal saját állékonysága csökken (pl. konzisztenciája változik).

A tipikusan vízzáró kőzetként számon tartott agyagok jelentősége is nagy, mert egyrészt a száraz (és ezért repedezett) agyag a vízbefogadás első fázisában maga is vízáteresztő, másrészt állékonysága víztartalma szerint szélső határok között ingadozó. E tulajdonsága természetesen döntően függ a benne lévő agyagásványoktól, hiszen pl. a víz hatására erősen képlékennyé váló kaolinitek térfogata a vízfelvétel közben érdemben nem változik meg, a jóval finomabb szemcséjű (80%-ban 0,2 alatti szemcseméret) montmorillonitok vagy beidellitek vízfelvétele saját tömegük ötszörösét, térfogatnövekedésük az eredeti térfogat hússzorosát is kiteheti, és közben az alakváltozással szembeni ellenállásuk gyakorlatilag nullára csökkenhet (HILLERT, F. 1979).

A felszínre jutó csapadékvíznek csak egy meghatározott hányada szivárog lefelé (a párolgás, a lefolyás csökkenti), így nem egyszerű annak meghatározása, hogy milyen mennyiségű csapadéknak milyen megoszlásban kell érkeznie, hogy egy arra alkalmas lejtőn a felszínmozgások nagy valószínűséggel meginduljanak. MENNEROUD, J.P. (1983) 300 mm/nap értékben határozza meg azt a napi esőmennyiséget, ami már minden esetben mozgásokat vált ki.

2.7.7. A suvadások szerepe a talajok eróziójában

A mély csúszópálya miatt a mozgásba lendülő tömegek nagyok, és ha csúszás közben széttagolódnak, szélességük akár százméteres mérettartományban is eshet. A mögöttük keletkező hepék hasonló nagyságrendűek. Az egy ritmusban képződő halmok közül a hosszabb szakaszon mozgók inkább széteshetnek, ezért lefele haladva a méretük csökken.

A suvadás kialakulásával az elmozdult tömeg szerkezete károsodást szenved. Az elmozdult anyagmennyiség megváltozott tulajdonságai befolyásolják a rajtuk képződött talajok morfológiai talajtulajdonságait és egyúttal minden ehhez kötődő tulajdonságait (víz-, levegő-, hőháztartás, szervesanyag-tartalom stb.)

A lejtősségi viszonyok megváltozásával hirtelen megnő a terület eróziós hatásokkal szembeni kiszolgáltatottsága.

A szakadásfal, a suvadási halmok területén, a csuszamlás nyelvének előterében, illetve a csuszamlási breccsa területén nagykiterjedésű meredek felszínek alakulnak ki.

A felszínborítottság megváltozik, megnövekedik a csupasz felületek részaránya, a megváltozott lejtősség miatt a növénytársulások átalakulnak. A szakadásfalon, illetve a lecsúszott tömegek homlokzatán, főleg a délies kitettségű tápanyagokban szegény oldalakon idővel szárazságtűrő satnya, előbb füves majd aprócserjés növényzet telepszik meg. A lecsúszott halmok háttérében viszont általában lefolyástalan medencék alakulnak ki, melyekben hosszabb-rövidebb ideig tavak (hepetavak) jönnek létre. A nedvességtöbblet a növényzetre is hatással van. Ezeken a területeken hidrofil növényzet telepszik meg. Aszályos időszakokban ezek elmocsarasodnak, kiszáradhatnak, esetenként, ha a csapadékviszonyok azt megengedik, el is láposodhatnak.

2.7.8. A DDM-ek használata a suvadások kutatásában

Mivel minden lejtőn történő anyagmozgáshoz a nehézségi erő (gravitáció) biztosítja az energiaalapot, térbeli eloszlásukat elsősorban a domborzati tényezők változatossága határozza meg.

Digitális domborzatmodellek segítségével bemutathatjuk a terület domborzati viszonyait. Többnyire háromdimenziós a megjelenése és perspektivikusan ábrázolja a domborzatot. A háromdimenziós megjelenítés gyakran segít a térbeli és domborzati összefüggések értelmezésében. A domborzati tényezőkön kívül a térinformatikai modellezés segítségével számos jellemzőt, tulajdonságot tudunk egyszerre kezelni, köztük összefüggéseket, kapcsolatokat tudunk meghatározni, és ezek alapján a lejtő, illetve a felszín más jellemzőire következtethetünk. A digitális domborzatmodellt, a modelltől származtatott állományokat (térképeket) együtt használva, köztük a feltételeknek megfelelő átfedéseket térinformatikai szoftverek segítségével könnyen meghatározhatjuk.

A suvadások kialakulásában résztvevő tényezők térképi ábrázolása fedvények formájában egyenként tárolható és egymáshoz rendelhető a FIR által nyújtott matematikai műveletek segítségével.

A lejtők állékonyságának, kialakulási, fejlődési és pusztulási folyamatainak térképezésére a terepi vizsgálatok, megfigyelések végzése elengedhetetlenül és más módszerrel nem pótolhatóan fontos. Számos jellemző gyorsan és pontosan meghatározható a térinformatikai szoftverek segítségével (HEGEDŰS A. 2002).

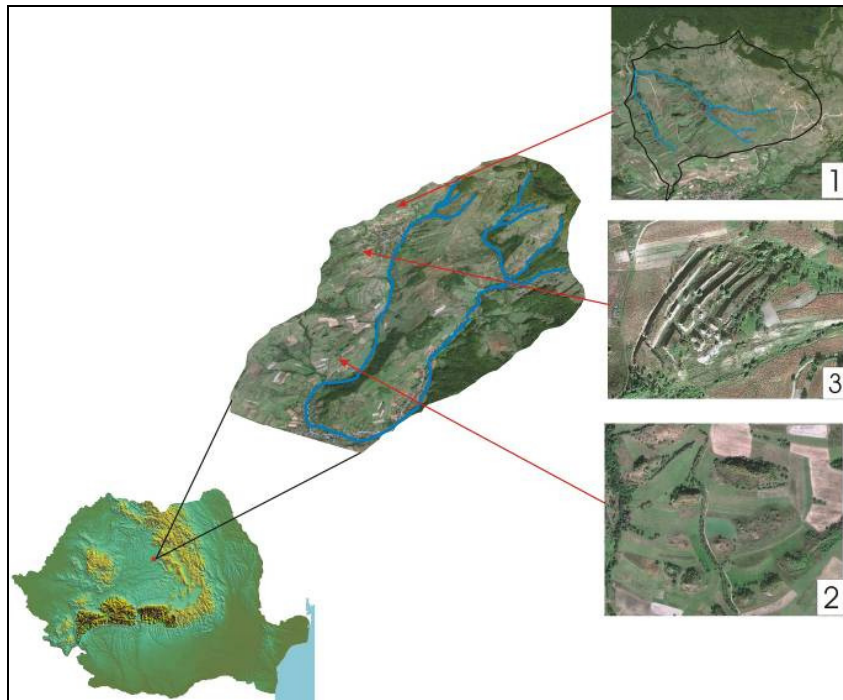
3. ANYAG ÉS MÓDSZER

3.1. A mintaterületek kiválasztásának szempontjai

A mintaterületek kiválasztásának legfontosabb szempontjaiként a következőket említjük:

- vizsgált tájegységünk jellemző a tágabb környezetére,
- az általunk tanulmányozott suvadás típusú lejtős tömegmozgások jelentős arányban vannak jelen rajta,
- a Nyárádmenti-dombság, illetve a Bekecsalja-tájegység viszonylag kevésbé került tudományos feltárássra a romániai geomorfológusok és talajkutatók által,
- kutatásaink során korábbi megfigyeléseinkre, adatainkra támaszkodhattunk.

Vizsgált területünk a Keleti-Kárpátok vulkanikus vonulatának központi részét képező Görgényi-havasok délnyugati előterében lévő Bekecs-hegy (1079 m) lábánál fekvő eróziós medence. Területét északon a Rigós- és Peres-patakok K-Ny irányú vízgyűjtője alkotja, ÉNy-DK irányba pedig a Cigány -, illetve Sugópatakok vízgyűjtő területe húzódik.



3. ábra. A Nyárádmagyarósi-medence helyzete Románia területén, a mintaterületek helyének megjelölésével: 1. mintaterület - a Peres- és a Rigós-patakok vízgyűjtő területe; 2. mintaterület: - a nyárádmagyarósi suvadásfelszín; 3. mintaterület – a nyárádselyei suvadásfelszín.

Nyárádselye településtől északra fekvő Rigós-, és Peres-patakok vízgyűjtőjét (1. mintaterület) az eróziós állapot térképezésére alkalmasnak találtuk. E mintaterület eróziós állapotát hagyományos és digitális térképezés módszerével felmértük, majd összehasonlítottuk a két módszer során kapott térképállományokat.

Az általunk feltérképezett talajtípusok jellemzik a vízgyűjtő és általában Románia dombos, szántó művelés alatt álló területeit.

A talajeróziós modellezés során használt USLE egyenletet szántó művelés alatt álló talajokra dolgozták ki, így a mintaterület kiválasztásánál egyik legfontosabb kritériumnak tekintettük, hogy a talajok minél nagyobb hányada szántó művelés alatt álljon.

A hagyományos eróziós térképezés során olyan felszínekre is szükségünk volt, amelyeken kontroll szelvény létrehozható, és ezáltal a többi terület talajeróziójának mértéke felbecsülhető.

A terület kiválasztásánál figyelni kellett a lejtőviszonyok ábrázolhatóságára, hogy ne legyenek olyan felszínek, melyek a domborzatmodell készítése vagy a talajvesztés becslése során nagy hibaszázalékot eredményezhetnek.

3.2. A Rigós- és Peres-patakok vízgyűjtőjének (1. mintaterület) rövid jellemzése

A 207 ha területű vízgyűjtő medencénk 2 kisebb rész - vízgyűjtőből áll, a kelet-nyugat folyású Peres-patak és a DK-ÉNy folyásirányú Rigós-patakok vizét gyűjtik össze.

Az említett patakok valójában egy-egy eróziós árokban kialakuló időszakos vízfolyások. Leginkább a tavaszi hóolvadás és bő tavaszi, nyár-eleji esőzések, nyári torrenciális esők és őszi csapadékos időszakokat követően duzzadnak fel, és fejtik ki eróziós hatásukat. A hosszú nyári száraz periódusok alkalmával kiszáradnak, forrásaik nem képesek elegendő vizet szolgáltatni egy állandó vízfolyás kialakulásához.

Medencénk legmélyebb pontja a két patak összefolyásánál, 500 m tszf-i magasságnál található, míg legmagasabb pontja 810 m magasságnál.

A medence földtani felépítése nem tekinthető egyneműnek, mivel határterületet képez a neogén vulkanizmus által létrehozott felszín és a pannon üledékei között. A Peres-patak forrásvidéke (700 m) a két földtani terület határán húzódik. A meder felső szakaszán méretes andezittömbök kerültek feltárássra.

A mintaterület felszínrajza igen változatos a medence sűrű felszabdaltsága és jelentős reliefenergiája miatt. Az eróziós formakincs kialakulásában nagy szerepet játszanak a terület földtani és talajtani adottságai és a térségben élő emberek felszínformáló hatásai is.

3.2.1. Az 1. mintaterület eróziós állapotfelmérésére szolgáló talajminta-vételezés és feldolgozás

A területen 41 pontot jelöltünk ki mintavételezés céljából a topográfiai térkép és ortofotók felhasználásával.

A pontok kijelölésekkor a következő szempontokat vettük alapul:

- a minták a teljes területen közel egyenletesen legyenek elosztva;
- minden domborzati elem képviselve legyen;
- minden területhasználati típus kiterjedésének arányában legyen képviselve;
- minden talajtípus kiterjedésének arányában szerepeljen a minták között.
- mivel eróziós térképezés céljából készült a terepi mintavételezés, ezért a talajhibákra utaló foltokon és az antropogén hatású területeken egyaránt alakítottunk ki talajszelvényeket;
- ahol lehetségesnek tartottuk, igyekeztünk domborzati szelvény (talajlánc v. katéna) mentén kijelölni a szelvényeket.

A mintákat minden esetben ásott szelvényből vettük (41 szelvény). A genetikai talajszintek terepi elhatárolása során, ezek mindegyikéből gyűjtöttünk mintát (összesen 173 mintát).

A talajfoltok elhatárolására Pürckhauer-féle szűrőbotot használtunk.

A mintavételezést kora tavasszal és késő ősszel végeztük.

3.2.2. Az eróziós fokozatok terepi meghatározása

A terep bejárásakor felmértük az eróziós foltok helyzetét és méretét, viszonyítási alapnak használva az 1961-ban illetve 2006-ban készített légifelvételeket.

Kiválasztottunk egy általunk legkevésbé erodálnak ítélt és felhalmozódás által nem érintett felszínt, amelyen etalon szelvényt tártunk fel. Az etalon szelvény kiválasztása eléggé nagy kihívásnak bizonyult, mivel a vizsgált vízgyűjtő területünkön nehezen találtunk olyan vízszintes felszínt, amelyet ne érintett volna a felszíni erózió vagy anyagráhordás.

Területünkön minden talajtípus esetében etalont határoztunk meg a helyi felszínviszonyoknak függvényében.

A különböző talajtípusok elkülönítése után a szelvényfejlettség és a humuszos réteg vastagsága alapján minden talajegységnek meghatároztuk az erodáltsági fokát, eróziós osztályokat különítettünk el..

A genetikai alapú talajtérképezés során elhatároztuk a váztalajokat és földes kopár talajokat, melyek jelenléte már önmagában egy-egy eróziós fokozatot jelöl.

A genetikai talajszintek helyszíni elkülönítése és az eróziós fokozat pontos terepi meghatározása néhány talaj esetén nem volt egyértelmű. Terepi megfigyeléseinket és szelvényleírásainkat a talajminták laboratóriumi elemzése során nyert eredmények alapján korrigálni tudtuk.

3.2.3. A talajminták laboratóriumi elemzése

A talajminták laboratóriumi vizsgálata a Maros Megyei Talajtani és Agrokémiai Hivatal laboratóriumában történt.

A 173 darab minta vizsgálatára a következő eljárásokat használtuk:

pH – potenciométeres eljárással,
CaCO₃ – Schreiber-féle kalciméterrel,
Humusztartalom – Schollenberg-féle eljárással,
Össznitrogén-ellátottság – Kyeldahl-féle eljárással,
Felvehető foszfor-ellátottság – Egner-Riehm-Domingo eljárással,
Felvehető kálium-ellátottság – Egner-Riehm-Domingo eljárással,
SB (bazoid-kation kicserélő képesség) – Kappen-féle eljárással,
SH (hidrogénion- kicserélő képesség) – Cernescu-féle eljárással,
Szemcseösszetétel – Kacsinski-féle eljárással.

3.2.4. Morfometriai, térinformatikai és statisztikai eljárások

Bármilyen, felszínre vonatkozó digitális elemzés alapja a digitális domborzatmodell (DDM).

A Földrajzi információs rendszerre (FIR) és eróziós modellekre alapozott eróziós térképkészítés pontosságának egyik kulcsfontosságú tényezője a pontos digitális domborzatmodell készítése.

A terület digitális domborzatmodelljét az 1:10000-es térképszelvények alapján állítottuk elő.

A szintvonalak bedigitalizálása az IDRISI-hez tartozó TOSCA 2.12 szoftver felhasználásával történt.

A vektoros állomány javítása után az IDRISI segítségével a szintvonalakat raszteres formátummá alakítottuk át, majd az INTERCON parancs segítségével létrehoztuk a domborzatmodellt. A vektoros szintvonalak raszteres állományra történő helyezésével megvizsgáltuk a domborzatmodell pontosságát. A jelentkező hibákat – főleg a nyergekben megjelenő „gödröket” – a szintvonalak sűrítésével, segédszintvonalak digitalizálásával, illetve magassági pontok digitalizálásával csökkentettük. A javított, késznek tekinthető modellt a FILTER parancs segítségével többször is szűrtük. Ennek hatására a „szögletes”-nek tekinthető felszín tovább simítható. Mindezek elvégzése után létrejött a vizsgált térség DEM-je melynek felbontása, vagyis cellamérete 10 m.

A térképszelvényt, mely alapján a domborzatmodell készült 1968-ban rajzolták, tehát az elmúlt 45 évben történt terepi változásokat (lineáris eróziós formák megjelenése vagy fejlődése, lejtős tömegmozgásos formák kialakulása) nem tartalmazza, bár ezek mind hatással vannak a lejtőviszonyokra, és ezáltal az eróziós folyamatok mértékének változására. Ezeket az eltéréseket föltétlen érdemes korrigálni, hogy reális eredményeket nyerhessünk az eróziós számításokban.

A térképlap szintvonalainak korrigálására több esetben is szükség volt, ennek megvalósítását légifelvétel, illetve terepi mérések alapján végeztük el.

A domborzatmodell alapján létrehoztuk a terület 3D-s tömbszelvényét (35. ábra), mely a pontosabb képi megjelenítést (térbeli láthatóság) volt hivatott szolgálni. A tömbszelvényen ábrázolt állományok könnyen átültethetők más FIR és egyben DDM alapú programokba, melyek látványos megjelenítést tesznek lehetővé. Erre a célra a Golden Software Surfer programot találtuk a legsokoldalúbban alkalmazhatónak..

3.3. A nyárádmagyarósi suvadás területének (2. mintaterület) rövid jellemzése

A suvadások talajerózió szempontjából történő vizsgálatát egy viszonylag nagyméretű holocén kori, stabilizálódott suvadás esetében végeztük.

A nyárádmagyarósi suvadás a Cigány-patak jobb oldali lejtőjén, a falu közvetlen közelében terül el.

Jelenleg a 126 ha-nyi suvadás által érintett területet 17 markáns pozitív forma (hupa) és az ezek közötti teret kitöltő medencék (hepék) jellemzik.

Az elmozdult lejtőtömeg feldarabolódott, és az új pozitív és negatív formák a külső erők eróziós hatására további változásokat szenvedtek.

A suvadás kialakulásával egyidőben a térség lejtősségi viszonyai drasztikus változást szenvedtek, mely következtében a felszín újabb eróziós hatásokkal szembeni kiszolgáltatottsága hirtelen nagymértékben megnőtt.

A suvadás következtében létrejött felszíni felszabdaltság, megváltozott lejtőviszonyok és talajképző tényezők hatását vizsgáljuk a térség talajai jelenlegi állapotának tükrében

3.3.1. Suvadások talajeróziós hatásának vizsgálatára felhasznált anyagok és eljárások

A talajok terepi és laboratóriumi vizsgálata során válaszokat kerestünk arra, hogy a megváltozott felszíni viszonyok miként hatnak ezek képződési és pusztulási állapotára, a suvadás mekkora területen befolyásolta a mezőgazdasági felhasználhatóságot, és következtetni szeretnénk a suvadás által érintett terület talajainak jövőbeli alakulására is.

A suvadás talajeróziós hatásának tanulmányozására térképállományt hoztunk létre. A térképállomány előállításához, a suvadások felszínrajzi és talajtani feltételeinek tanulmányozásához 1:10.000 léptékű kataszteri és szintvonalas térképét használtuk.

A felszabdaltság mértékét helyszíni mérések során, Garmin eTrex Vista GPS, illetve mérőszalag segítségével határoztuk meg.

A talajok vizsgálatára a helyszínen 5 szelvényt készítettünk és írtunk le, a talajtípusok elhatárolását Pürckhauer-féle szűrőbot segítségével végeztük. A

talajmintákat a Maros Megyei Talajtani és Agrokémiai Hivatal laboratóriumában vizsgáltuk és elemeztük.

3.4. A nyárádselyei suvadás (3. mintaterület) formakincsének bemutatása, kialakulási feltételeinek vizsgálata

1999 tavaszán Nyárádselye település közelében, közvetlenül a falu határában, nagyméretű suvadás jött létre.

A suvadás következtében használhatatlanná vált termőterületek mellett jelentős károk keletkeztek az emberi létesítményekben is. Több lakóház, gazdasági épület és egyéb létesítmény szenvedett károsodást.

A nyárádselyei suvadás esetében az elcsúszott lejtőtömeg 6,1 ha területet tett végérvényesen használhatatlanná, további 11 ha terület szenvedett részleges károsodást.

Ezen a 11 ha-nyi területen a talajok minőségükben romlottak, művelésük a jövőben nehézkes, nagyobb anyagi ráfordítással lehetséges.

Ennek a suvadásnak a kapcsán lehetőségünk volt reális, megbízható adatok alapján olyan térbeli és időbeli, előkészítő, illetve kiváltó tényezőket vizsgálni, amelyek a Nyárádmagyarósi-medencében e jellegzetes lejtős tömegmozgási folyamatok kialakulását lehetővé teszik.

A suvadás kialakulását előkészítő klimatikus feltételeket a Román Országos Meteorológiai Szolgálat területünkre vonatkozó csapadék- és hőmérsékleti adatainak feldolgozásával kutattuk. Összehasonlítottuk a suvadást megelőző időszak adatait a területre jellemző átlagértékekkel, és anomáliákat kerestünk, amik hozzájárulhattak a mozgás kiváltódásához.

A suvadás folyamatának tanulmányozása több időpontban történő terepi megfigyelés és mérés alkalmával történt. A méréseket GPS-es helymeghatározással, illetve mérőszalag használatával vittük véghez.

3.5. A Nyárádmagyarósi - medence suvadásérzékenységének meghatározása

A terület suvadásérzékenységét a Földrajzi információs rendszer nyújtotta lehetőségek segítségével kívántuk elemezni. Elkészítettük a térség digitális domborzatmodelljét, majd ez alapján származtatott állományokat (lejtőszög-, lejtőkiettség-térkép) képeztünk.

A Nyárádmagyarósi-medence suvadásainak helyzetéből következtetve meghatároztuk azokat a tényezőket, melyek véleményünk szerint meghatározhatták a suvadások kialakulásának feltételeit.

A korábbi suvadások elemzéséből arra következtettünk, hogy ezek kialakulásában jellegzetes domborzati feltételek (5-17%-os lejtőmeredekség, délies kiettség), szántóműveléses területhasználat, valamint sajátos talajminőségi feltételek (magas agyagtartalom, bázikus kémhatás) játszottak döntő szerepet. Ezeket a tényezőket veszélyeztetető tényezőknek tekintjük.

Az általunk meghatározott veszélyeztető tényezőket grafikusán ábrázoltuk, majd egymáshoz rendeltük. Az így kapott térképállományon veszélyeztetettségi fokozatokat határoztunk el. (A módszer részletes ismertetésére az Eredmények c. fejezetben kerül sor).

A tematikus térképeket, szelvényeket, ill. ábrákat, táblázatokat a következő szoftverekkel készítettük: IDRISI 32, ArcWiew, Microsoft Excel, Microsoft Word, Surfer for Windows 8.0.

A suvadások kialakulását elősegítő talajtani feltételek, valamint a már lepusztult területek talajai állapotának felmérésére és ábrázolására elkészítettük a terület talajtani térképezését és vizsgálatát.

A talajok terepi vizsgálatát szelvények és kontrollfúrások segítségével valósítottuk meg. A minták elemzését a Maros Megyei Talajtani és Agrokémiai Hivatal laboratóriumában végeztük el.

Ásványtani vizsgálatokra nem volt lehetőségünk, ezért korábbi, más szerzők által idézett eredményekre szorítkozunk.

4. EREDMÉNYEK

4.1. Az eróziós állapot vizsgálata a Peres- és a Rigós- patakok vízgyűjtő medencéjében

Az eróziós állapot térképezését a Peres és a Rigós-patakok 207 ha-os vízgyűjtő területén valósítottuk meg. A kiválasztott terület a Nyárádmagyarósi-medence északi részén helyezkedik el, Nyárádselye falu közelében. A fent említett tájegység jól körülhatárolható, hosszú idő óta mezőgazdasági művelés alatt álló terület. A falu termőterületének jelentős részét képezi. Az intenzív művelés rányomja a bélyegét a medence talajainak állapotára. A talajok eróziós állapotának felméréseivel a „művelés-érzékeny” területek lehatárolása volt a cél.

4.1.1. A terület hagyományos eróziós térképezése

A hagyományos talajeróziós térképezésnek három szakaszát különíthetjük el:

1. szakasz. Az ismeretszerzés szakasza. Ennek során a térképezni kívánt területről gyűjtünk földtani, geomorfológiai, botanikai, klimatológiai, stb. információkat. Ha léteznek a területről régebbi talajtani felmérések, akkor érdemes ezek anyagát megismerni, mivel segítségünkre válhatnak a terepi felmérések alkalmával.

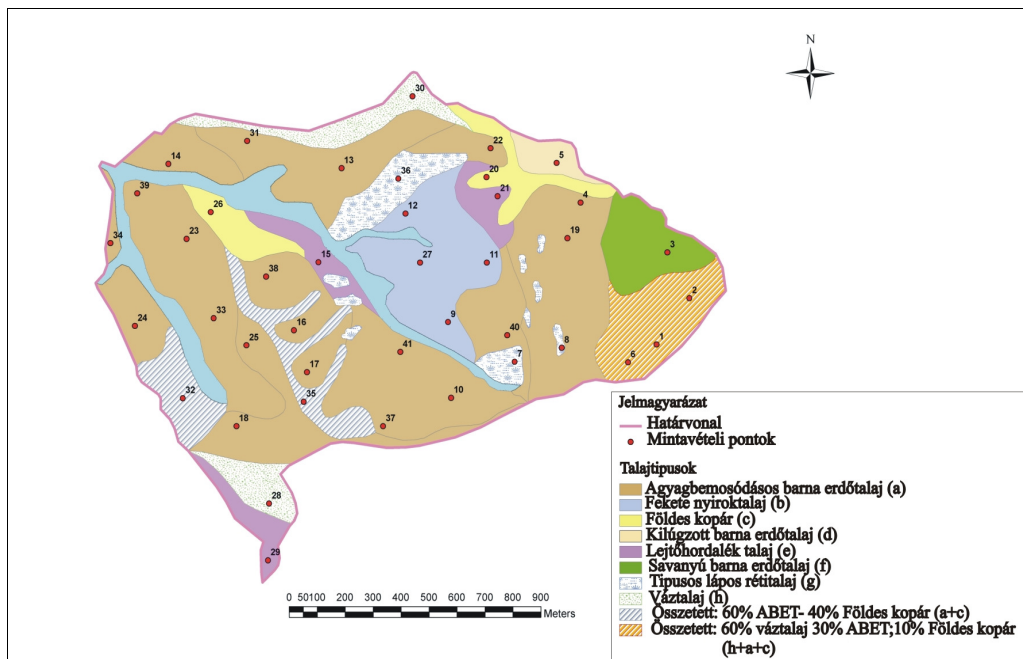
Területünkről 1968-ban készítettek utoljára talajtani felmérést, talajtérképet. Eróziós térképet a tájegységről 1995-ben készítettek a Maros Megyei Talajtani és Agrokémiai Hivatal szakemberei, viszont ez egy község szintű térképezés során készült, így a nagy lépték miatt jelen vizsgálataink szempontjából felhasználhatatlan.

2. szakasz. A terepi adat- és mintagyűjtés szakasza. Mintaterületünkön 41 ásott szelvényt készítettünk és irtunk le. A talajszintek terepi elhatárolása során ezek mindenikéből talajmintát vettünk (173 minta).

3. szakasz. A talajminták laboratóriumi értékelése és a talajeróziós térkép megrajzolásának szakasza.

A talajminták laboratóriumi elemzése után véglegesítettük a talajok genetikai meghatározását, és ellenőriztük a genetikai talajszintek elkülönülését. Minden talajegységből reprezentatív szelvényt választottunk, amelyeket a függelékben részletesen ismertetünk.

Az eróziós térkép szerkesztésének első lépéseként a terepi talajminta-vételezést és szelvényleírást követően elkészítettük a területünk talajtérképét (4. ábra).



4. ábra. Az 1. mintaterület talajtérképe: talajtípusok a WRB szerint (a)Haplic Luvisols (b)Stagni-gleyic Phaeozems, (c)Calcaric Regosols, (d)Stagnic Luvisols, (e)Fluvisols, (f)Distric Cambisols, (g)Mollic Gleysols, (h)Leptosols. (szerk. a szerző)

A helyszíni megfigyelésekre, illetve a laboratóriumi eredményekre támaszkodva a talajainkat az erodáltság foka szerint a következőképpen csoportosítottuk:

1. Gyengén erodált talajok: ahol az erózió az A-szintet vagy annak egy részét érintette.

2. Közepesen erodált talajok: ahol az erózió az A-szintet teljesen lemosta és a B-szint felső részét is érintette.

3. Erősen erodált talajok: ahol az erózió a B-szint legnagyobb részét is lemosta, és a B-szintnek csak az alsó része maradt meg.

4. Talajképző kőzetig erodált talajok: ahol a C-szint, azaz az alapkőzet van a felszínen. Laza üledék esetén ezlegfeljebb gyengén humuszos lehet. Az ilyen talajok a földes kopár talajokhoz sorolhatók.

5. A lehordott talaj felhalmozódási területei: lejtőhordalék talajok. Igen változó tulajdonságú talajrétegek alkotják, a rétegek között nincs genetikai kapcsolat. A lejtő alján lévő talajok termékenysége igen különböző, gyakran a humuszos réteg igen vastag - ezek a legtermékenyebbek, - néhol az eltemetett humuszos réteg felett egy kisebb humusztartalmú talajréteg található (pl. egy erősen erodált foltról történik a lehordás).

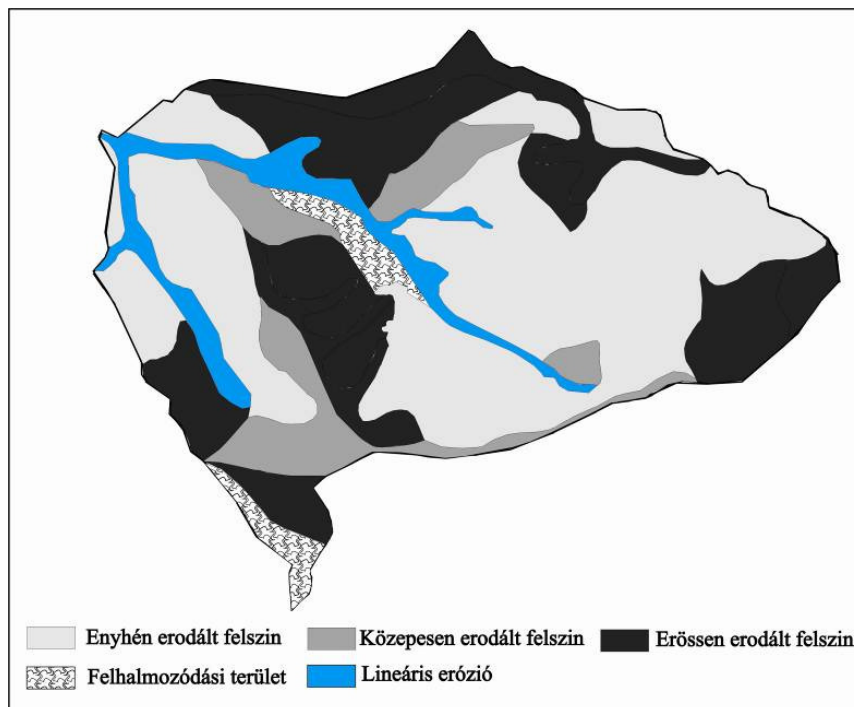
Az erózió mértékére vonatkozóan elsősorban a humuszos réteg vastagsága, másodsorban a humusztartalom az iránymutató. Megjegyezzük, hogy igen nehéz

megmondani egy talaj B-szintjének maradványaiból, hogy milyen volt az eredeti B szint (ami erdő alatt volt). Mezőgazdasági művelés, forgatás következtében az eredeti szintek átrendeződtek. Ami azonban támpontot ad: a tetőhelyzetben feltárt talajszelvény.

Az eróziós fokozatok elkülönítése a domborzat helyi sajátosságainak megfelelően történt. A domborzati viszonyok meghatározzák a különböző talajtípusok szelvényvastagságát. A lejtőviszonyok függvényében ugyanazon talajtípus szelvénye lehet mélyebb vagy sekélyebb. Az eróziós fokozatfelmérésnél figyelembe kell venni, hogy az illető domborzati viszonyok között milyen szelvényfejltség kialakulására van lehetőség.

A terület talajai öt szintű erodáltsági fokának elkülönítése után CorelDraw grafikai softwer segítségével megrajzoltuk a terület eróziós térképét.

A Stefanovits-féle beosztás első kategóriáját (nem erodált talajok) nem találjuk a térképünkön, mivel területünkön a felhalmozódással jellemzett felszíneken (lejtőhordalék talajok) kívül nem találtunk olyan felületeket, amelyeket ne érintette volna erózió (5. ábra).



5. ábra. A Peres- és a Rigós-patakok vízgyűjtő területének hagyományos módszerekkel készített eróziós térképe (szerk. a szerző).

A továbbiakban az 5. ábrán bemutatott eróziós térkép tartalmát elemezzük. TE-vel jelöljük az elhatárolt talajegységeket, pedonokat.

I. Gyengén erodált talajok

1. Gyengén erodált pszeudoglejes talajok:

- pszeudoglejes, agyagbemosódásos barna erdőtalaj (1. sz. TE),
- mólikus, pszeudoglejes agyagbemosódásos barna erdőtalaj (3. sz. TE),
- kilúgzott barna erdőtalajok (4. sz. TE),
- fekete hidromorf lejtőtálat (6. sz. TE).

A gyengén erodált pszeudoglejes talajok a terület 44,4 %-át alkotják, legnagyobb részt az enyhe lejtésű, hullámos lejtőkön fordulnak elő, melyek néhány esetben, régi stabilizálódott csuszamlások hatására alakultak ki. Mivel felépítésükben jelen van az agyagbemosódásos B szint, mely magas agyagtartalma miatt gyakorlatilag vízzáró réteget képez, a talaj belső vízvezetése gyenge, levegő és vízgazdálkodása hiányos. Ezen talajok kémhatása savanyú és tápelemellátottsága szegényes.

2. Gyengén erodált, erősen savanyú kémhatású talajok

- Erősen savanyú nem podzolos barna erdőtalaj (5. sz. TE)

A terület 3,8 %-át alkotja. Mivel a szelvény összes szintjére a vályogos textúra jellemző, ebben a talajban nem jön létre a pangóvíz-hatás, jó a belső vízvezető képessége. Ezeket a talajokat az erős tápanyagfixáció és immobilizáció, illetve gyenge mikrobiális tevékenység jellemzi.

3. Gyengén erodált, az év nagy részében vízhatás alatt álló talajok

- Típusos, lápos réti talaj (7. sz. TE)
- Fekete réti talaj (8. sz. TE)

A terület 4,3 %-t foglalják magukba. Ezek a talajok az egykori, mára már stabilizálódott, csuszamlások felszínén létrejött mélyedések (egykori hepék) területén, a pangóvíz hatására alakultak ki. Szelvényükben a finom textúrájú agyagbemosódásos B szint (Bt) jelenlétének következtében egy gyakorlatilag vízzáró réteg alakult ki. Ezek a talajok az év legnagyobb részén víz hatása alatt vannak, a növények gyökerei nem jutnak elég levegőhöz, a rendelkezésükre álló tápanyagmennyiséget nem képesek hasznosítani, anaerob bomlási jelenségek alakulnak ki.

II. Közepesen erodált talaj

- Közepesen erodált, erősen pszeudoglejes agyagbemosódásos barna erdőtalaj (2. sz. TE)

A terület 16,2 %-át alkotja. Meredekebb (12-17%) lejtőkön fordul elő. A humuszos A szint nagyon elvékonyodott, néhol az átmeneti (A/B) szint kerül a felszínre. Az átmeneti szint, illetve az agyagbemosódásos B szint (Bt) rossz vízháztartású, ezért pszeudoglejesedési folyamatok játszódnak le benne.

III. Erősen erodált talajok

- Földes kopár (9., 11. sz. TE).
- Köves sziklás vázta talaj (10., 14. sz. TE).
- Mólikus, kőzetvázas földes kopár (15. sz. TE).

A területünk 19,4 %-t alkotják. Az általában D-DNy kitettségű, 17-22% -nál meredekebb lejtők felső szakaszán jönnek létre. Szelvényekben a vékony humuszos réteget az anyakőzet követi, amely lehet márgás agyag (9. sz. TE) vagy andezittufa málladékanyaga (10. sz. TE).

Előfordulási helyüket az anyakőzet felszínre kerülése (aktív csuszamlásfelszínek, szakadásfalak, súvadásos formamaradványok), mélyedésekben felgyűlt vízfelületek (hepetavak) jellemzik. Ugyancsak ezeken a területeken megfigyelhető a barázdás erózió valamennyi formája.

V. Akkumuláció

- Lejtőhordalék talaj
- Enyhén pangóvízes lejtőhordalék talaj

A közeli, magasabban fekvő területekről lehordott talaj- és kőzetrészek egymásra halmozása útján jöttek létre.

Mivel a hordaléktalajok anyaga csak a közvetlen környezetből származhat, összetételük attól függ, hogy milyen talajtípus található a magasabban fekvő helyeken, ezek milyen mértékben erodáltak, és a talajpusztulás a talajképző kőzetet eléri-e vagy sem. A víz által lepusztított anyag a lejtők pihenőin vagy a völgyekben rakódik le, és itt sok esetben több méter vastagságban halmozódik fel.

Ezek a talajok a vizsgált területünk 4,5 %-át alkotják. Az esetek nagy többségében már a felszíntől kezdődően magas karbonáttartalom jellemző rájuk (márgás agyag – a 13. sz. TE esetében), de a karbonát a mélyebb szintekbe is mosódhatott (12. sz. TE) a pangóvíz szintjét követve.

A referenciaszelvény létrehozására alkalmas terület megtalálása nem volt egyszerű feladat, mert a vízgyűjtő területén nem találtunk olyan talajegységet, amelyet referenciának elfogadhattunk volna. Ezért egy olyan pár 100 m²-nyi területet jelöltünk ki mintavételre alkalmasnak, amely bár csatlakozik a vízgyűjtő területünkhöz, nem része annak.

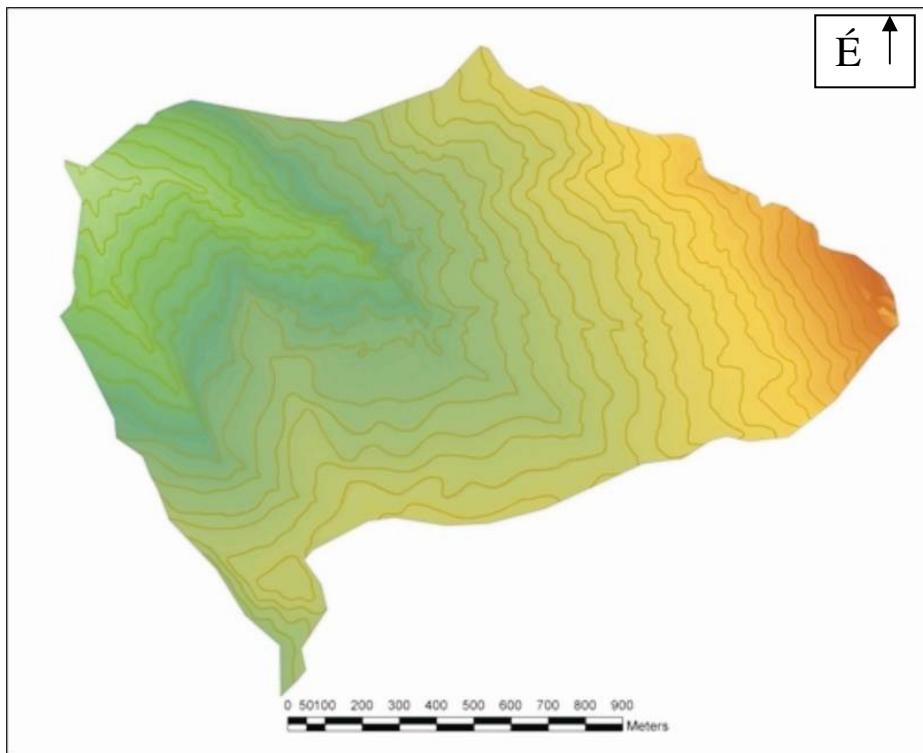
4.2. A Peres- és a Rigós- patakok vízgyűjtő medencéjének digitális eróziós modellezése

Tekintettel arra, hogy a legtöbb nemzetközi tapasztalat a terepmunkára, terepkísérletekre épülő Wischmeier-Smith módszerrel kapcsolatban gyűlt össze (USLE), ezért ezt a módszert választottuk mi is a digitális eróziós térképezéshez.

Ahol pontos adatok állnak rendelkezésre az USLE változónak kiszámítására, több térinformatikai softwer is igen nagy pontossággal és konzisztens módon képes eróziós számításokra.

A területről olyan földrajzi információs rendszert hoztunk létre, amely két fő részből áll: egy digitális terepmodellből (6. ábra) és ennek derivátumaiból (lejtőhajlás, lejtőhosszúság értékeinek eloszlását ábrázoló térképek), valamint a felhasználható talajeróziós modell(ek)hez szükséges geofaktorok digitalizált térképeiből (a záporok eróziós potenciálja, a talaj erodálhatósága, a növénytermesztés és a talajvédelmi eljárások tényezői viszonyszámának területi eloszlását ábrázoló térképek).

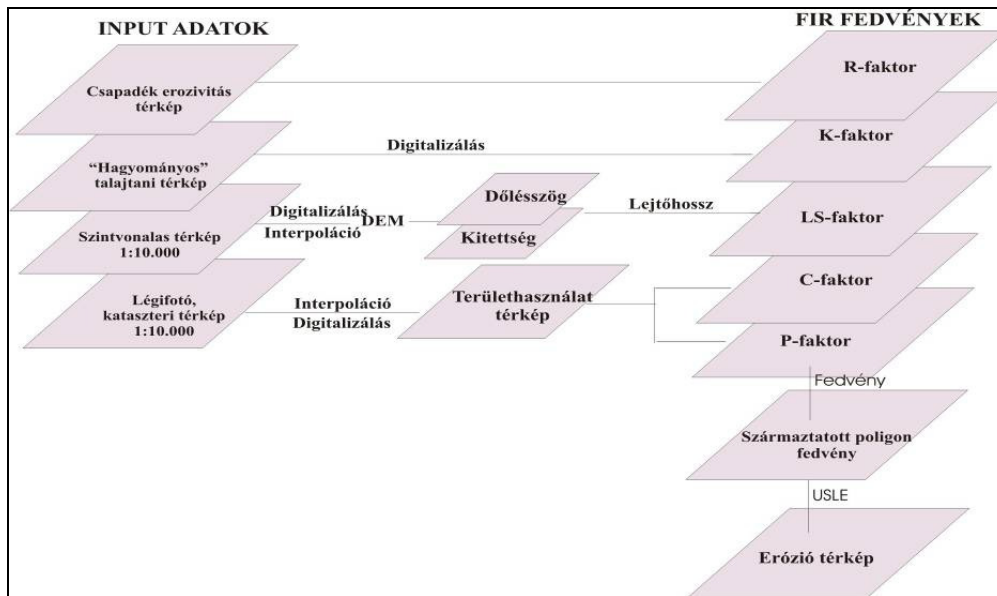
A mintaterületünk domborzatmodellje jól tükrözi a valós terepi viszonyokat, így bizalommal használtuk az erózióbecsléshez szükséges tematikus térképek előállítására.



6. ábra. A Peres- és a Rigós- patakok vízgyűjtő területének DDM-je a szintvonalak feltűntetésével (szerk. a szerző)

4.2.1. Az USLE tényezőinek térinformatikai feldolgozása

Az alábbiakban az USLE tényezőinek (RKLSCP) meghatározásának módszerére térünk ki.



7.ábra. GIS alkalmazások a talajerózió térképezésére MONGKOLSAWAT C., THIRANGOON P., SRIWONGSA S. (1994) nyomán

A talajerózió becslése az egyik leggyakrabban alkalmazott módszer, az általános talajvesztés-becslési egyenlet alapján végezhető el.

$$A = RKLSCP$$

ahol:

A - az egységnyi területre számított évi átlagos talajvesztés ($t \cdot ha^{-1} \cdot év^{-1}$),

R – esőtényező, a helyileg várható záporok erózió-potenciálja, megművelt, de bevetetlen talajon ($MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot év^{-1}$),

K - a talaj erodálhatóságát kifejező tényező ($t \cdot ha \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}$),

L - a lejtő hosszát kifejező tényező, a talajvesztés aránya a 22,13 m hosszúságú lejtőhöz viszonyítva (viszonyszám),

S - a lejtőhajlás tényezője, a talajvesztés aránya 9%-os lejtőhöz viszonyítva, azonos talaj és egyéb körülmények között (viszonyszám),

C – a növénytermesztés és gazdálkodás tényezője, a talajvesztés aránya különböző talajfedettség és gazdálkodásmód esetén a fekete ugaréhoz viszonyítva (viszonyszám),

P - a talajvédelmi eljárások tényezője, a talajvesztés aránya vízszintes, sávos vagy teraszos művelés esetén a lejtőirányú műveléshez viszonyítva (viszonyszám).

A vizsgált területünk esetén a különböző tényezőkre a következőkben bemutatott értékeket használtuk.

4.2.1.1. Az eső erózió-potenciáljának tényezője, az R-tényező

A csapadék erózió-potenciálja a talajrészecskék elragadására és transzportjára rendelkezésre álló energia mennyisége.

Értékének meghatározása általában a csapadékkintenzitás adatokból történik. Ez a szám nincs feltétlenül szoros kapcsolatban a csapadékösszeggel vagy a csapadékesemények számával. Egy adott időszak erózió-potenciálját megkaphatjuk az egyes csapadékesemények eróziós indexének összegzésével Wischmeier és Smidth (1960) fejlesztése alapján:

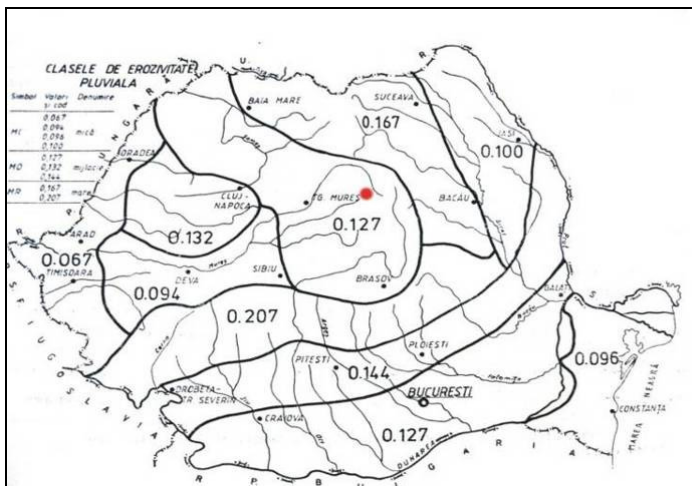
$$R = 0,65 \cdot \sum_{i=1}^n K_e' \cdot I_{30}$$

$$K_e' = 916 + 331 \cdot \log_{10} I$$

ahol: R, az eróziós index (t/acre-év, amennyiben át akarjuk számolni t/ha év-be, akkor még osztani kell 0,44-gyel); K_e' , a csapadék becsült kinetikus energiája (tonna-láb²/inch²); I, a csapadékesemény átlagos intenzitása (inch/h); I_{30} , a minden egyes csapadékesemény maximális 30 perces intenzitása; n- a csapadékesemények száma a vizsgált időszakban.

A bonyolult számítások elvégzése helyett az értéket megkaphatjuk a területre rendelkezésre álló, ún. „izo-eróziós” térképről ill. táblázatokból (WISCMEIER ÉS SMITH, 1965).

Az esőenergia meghatározására, a környékbeli meteorológiai mérőállomások hiánya miatt, a Román Nemzeti Hidrológiai és Meteorológiai Szolgálat regionalizált adataira támaszkodtunk (8. ábra). Az R tényező térképi ábrázolására a terület méretéből fakadóan egységes értéket használtunk ($R = 0,127 \text{ t} \cdot \text{h} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$).



Gyenge	0,067
	0,094
	0,096
	0,100
Közepes	0,127
	0,132
	0,144
Erős	0,167
	0,207

8 ábra. Eső erózió-potenciáljának eloszlása Románia területén a mintaterület helyének feltüntetésével (FLOREA N., et al. 1987)

4.2.1.2. A talaj erodálhatósági tényezője, a K-tényező

A talaj erodálhatósága a tényezők közül a legnehezebben meghatározható. Néhány talaj részecskéit (a talaj tulajdonságai miatt) a víz könnyebben elragadja, de még jelenleg nincs megegyezés ennek a tulajdonságnak a meghatározási módszerében. A talaj erodálhatóságát ellenőrzött feltételek mellett számszerűsíthetjük (pl. esőszimulátort használva), de ez az eszköz drága, a használata nehézkes és nem praktikus az általános alkalmazása.

Ha a talaj magas agyagtartalommal rendelkezik, akkor alacsony a K értéke, kb. 0.05 - 0.15, mert ellenállóbb a leválasztással szemben. Durva szövetű, pl. homokos talaj esetén ugyancsak alacsony a K érték, 0.05 - 0.2 körüli, mert alacsony rajta a lefolyás sebessége noha a szemcséi között gyenge az összetartó erő. Közepes szövetű talajok esetében, mint amilyen a vályogos talaj, a K érték közepes, 0.25 - 0.4 körüli, mivel ezek szemcséi közepesen alkalmasak a leválasztásra, és a rajtuk történő lefolyás sebessége is közepes. Azok a talajok, amelyeknek magas az iszaptartalmuk, a legérzékenyebbek az eróziós hatásokra. Szemcséik könnyen elmozdíthatóak, kérgesedésre hajlamosítanak és ezáltal nagyméretű és gyors felszíni lefolyást segítenek elő. Ezen talajok K értéke meghaladja a 0.4-et.

A szerves anyag csökkenti a talaj erózióra való hajlamát azáltal, hogy megakadályozza a talajszemcsék leválasztódását és elmozdíthatóságát, növeli a beszivárgás mértékét, így csökkenti a lefolyást és eképpen az eróziót is.

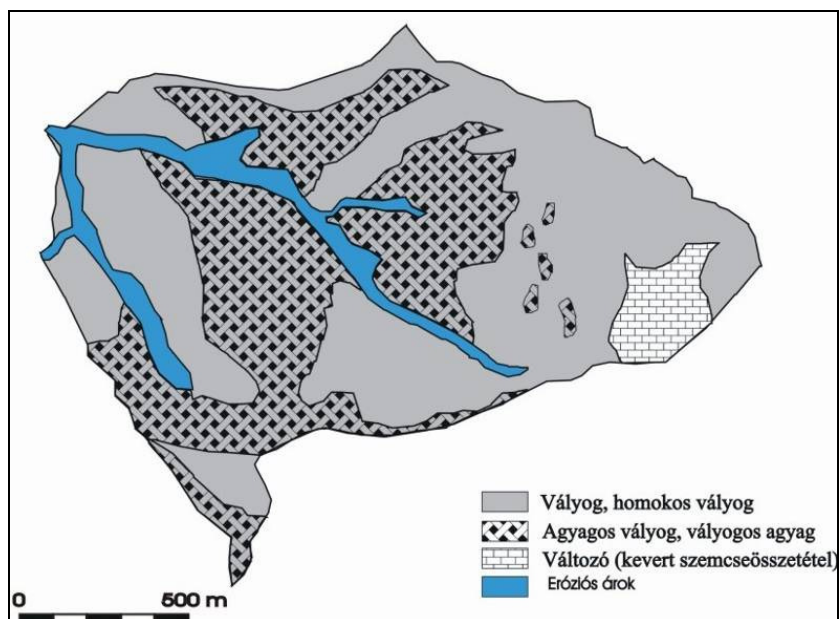
Szerves anyag felhalmozódását vagy a szervesanyag-tartalom mesterséges növelésének tényezőjét inkább a C, mintsem a K-faktorban vették figyelembe.

A talaj szerkezete befolyásolja mind a szemcsék elmozdításra való hajlamosságát, mind a víz talajba való beszivárgásának mértékét.

Habár a K-tényező a talajt természetes feltételek között volt hivatott jellemezni, a múltbeli helytelen földhasználat vagy az intenzív termesztés következtében elkövetett "túlkapások" miatt megnövekszik a talajok erózióra való hajlamossága.

A K-tényezőnek megnövekszik az értéke abban az esetben, ha az anyakőzet felszínre kerül, ha az A szint károsodást szenved, a talajszerkezet leromlik, vagy ha a talajtömörödés csökkenti a beszivárgást.

A K-tényező térinformatikai feldolgozásához szükségünk volt az 1:10 000-es méretarányú talajtérképre (4. ábra, 45 oldal). A talajok mindegyike esetében meghatároztuk a legfelső szint szemcseösszetételét. (9. ábra).



9. ábra. A Peres- és a Rigós- patakok vízgyűjtő területének talajtextúra osztályai (szerk. a szerző)

A talajtípus, a textúra és a szelvényvastagság összefüggése alapján meghatározható a talaj erodálhatósági tényezője.

FLOREA, N. és mtsai (1987) által kidolgozott módszer alapján, a talajtípus, a legfelső réteg szemcseösszetétele és a szelvényben észlelt erodáltsági fok alapján mindegyik változóhoz egy 1-5 számkódot rendeltünk (5.táblázat).

5. táblázat. A talajok erodálhatósági fokának változása a talajállapot és szemcseösszetétel függvényében (Florea N et al.. 1987 nyomán)

Talajtípus	Erózió mértéke	Szemcseösszetétel					
		H	VH	HV	V, HVA	AV, HA	VA,
Agyagbemosódásos barna erdőtalaj	nincs v. gyenge				4	2	5
	közepes				4	2	2
	erős				5	4	3
Kilúgzott barna erdőtalaj	nincs v. gyenge		4	3	4	4	
	közepes		4	3	4	4	
	erős		5	5	5	5	
Savanyú barna erdőtalaj	nincs v. gyenge			2	2	1	1
	közepes			3	4	3	3
	erős			4	5	5	3
Fekete nyiroktalaj	nincs v. gyenge					3	2
	közepes					3	3
	erős					4	3
Lápos réti talaj	nincs v. gyenge		4	3	4	4	
	közepes		4	3	4	4	
	erős		5	5	5	5	

Talajtípus	Erózió mértéke	Szemcseösszetétel					
		H	VH	HV	V, HVA	AV, HA	VA,
Típusos réti talaj	nincs v. gyenge		4	3	4	4	
	közepes		4	3	4	4	
	erős		5	5	5	5	
Földes kopár	nincs v. gyenge	3	3	3	3	3	2
	közepes	3	4	4	4	4	3
	erős	4	4	5	5	5	3
Váztalaj	nincs v. gyenge			5	5	5	4
	közepes						
	erős						
Típusos lejtőhordalék	nincs v. gyenge			4	3	4	4
	közepes			4	3	4	4
	erős			5	5	5	5
Pseudoglejes lejtőhordalék	nincs v. gyenge				4	2	5
	közepes				4	2	2
	erős				5	4	3

Rövidítések: H-homok, V-vályog, A- agyag.

Az "összetett talajok" esetében a nagyobb részarányú talaj értékeit használjuk. Összetetteknek nevezzük azokat a talajokat, amelyeknek a felszín nagyfokú felszabdaltsága miatt kis területen nagyon sokszínű mozaikos eloszlását eredményezte, így ezek térképi megjelenítése a jelen méretarány mellett lehetetlen. Ezeket a területeket összetett (változatos) talajú területekként ábrázoltuk.

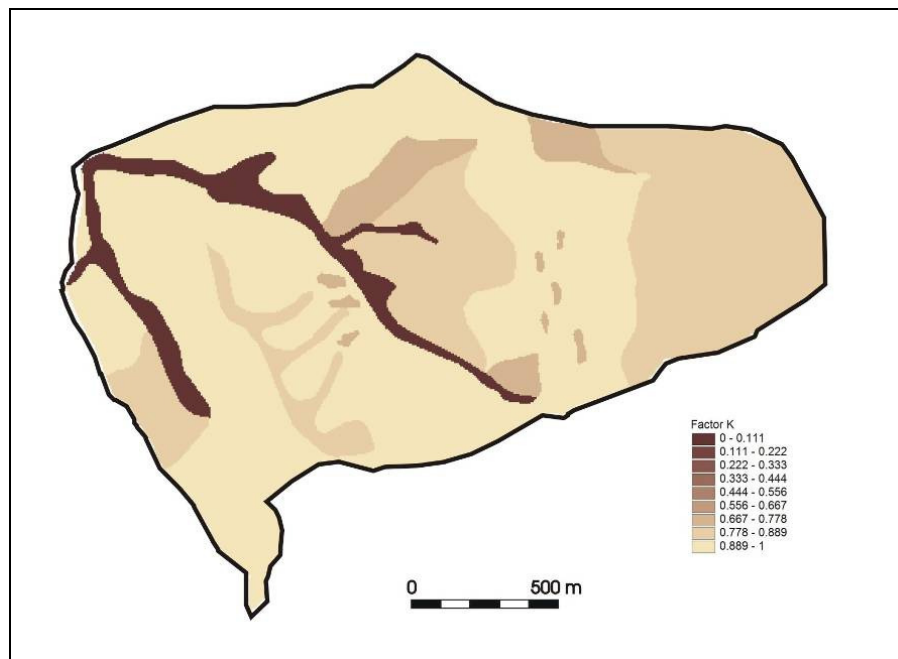
Az 5. táblázatban meghatározott számkódokat egy-egy K-tényező értékosztálynak feleltettük meg (6. táblázat).

6. táblázat. A K-tényező értékei a talaj erodálhatósági fokának függvényében

Kód	A talaj erodálhatósági foka	K-tényező értéke $t*ha*MJ^{-1}*mm^{-1}$
1	nagyon gyenge	< 0.05
2	gyenge	0.05-0.2
3	közepes	0.2 -0.4
4	erős	0.4 – 0.7
5	nagyon erős	0.7 – 1.0

Az USLE kidolgozása során a K-tényező számítása úgy történt, hogy az adott talajon mért talajvesztéséget elosztották a csapadék erozivitásával, amit az USLE egységparcellán mértek. Így a K-tényező mértékegysége a tömeg per terület per erozivitás mértékegységeiből adódik (CENTERI 2001) Az irodalmi adatok között gyakran találkozunk olyan esetekkel, amikor a mértékegységek nincsenek feltüntetve (KISS et. al. 1984, STEFANOVITS 1966 b., in CENTERI 2001). A hazai talajtípusok K tényezői azonban az USA talajszorozatok talajvizsgálatai

eredményeinek hasonlósága alapján lettek meghatározva, így mértékegységük megegyezik az amerikaival (CENTERI 2001).



10. ábra. A K - tényező területi különbségei mintaterületünkön (szerk. a szerző).

4.2.1.3. A C-tényező a felszínborítottság, a területhasználat tényezője

A C-tényező a különböző termesztési ágak és technikák hatását hivatott érzékelteni. Ezt a tényezőt használják a leggyakrabban fenntartható termesztési tervek elkészítésekor. A C-faktor jelzi, hogy a termesztési terv miként fogja befolyásolni az évi átlagos talajvesztést vagy a talajvesztés-potenciál időbeli eloszlását a különböző termesztési gyakorlatok (pl. vetésforgó) esetén.

A C-faktor meghatározásának kiindulópontja a szabványtól való eltérés elvén alapszik. A szabványt egy csupasz, folyamatos szántással megmunkált földterület jelentette. A talajvesztés arány (SoilLossRatio): a tényleges talajvesztés összehasonlítása a hivatkozási körülmények között mért talajvesztéssel.

A talajvesztés-arányok változnak idővel, amint a lombkorona, talajtakarás, felszíni érdesség, talaj biomassa és tömödöttség változik.

A C-tényező értéke egy átlagos talajvesztés-arányt tükröz, az R-érték évi eloszlásának függvényében.

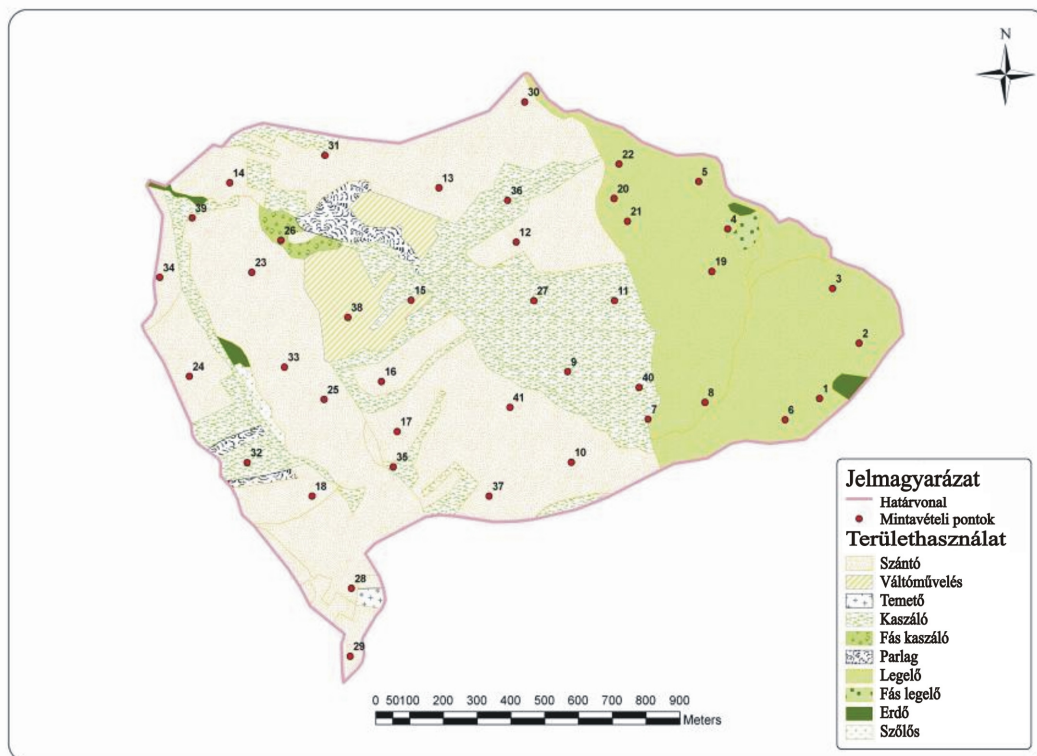
A felszínborítás fogalmának használatakor azokra a talajtakaró biotikus és abiotikus tényezőkre gondolunk, amelyek tompítják az esőcseppek hatását és lassítják a felszíni lefolyást. Ennek az anyagnak a fedési százaléka befolyásolja az erózió mértékét.

A felszínborítás magába foglalja az összes jelenlévő elemet, beleértve az élő növényzetet, az elhalt növények maradványait, felszíni kőzetmaradványokat stb. Az egyetlen minimum méret követelmény, hogy elegendő legyen a mérete ahhoz, hogy a felszíni lefolyás által ne legyen elszállítható, vagy hogy egy olyan röghöz legyen tapadva, mely nem elszállítható.

Ha egy terület C tényezője 0.15, akkor az azt jelenti, hogy az illető felszínborítási tényező 15 százalékkal csökkenti az erodált talajmennyiséget a standard parcella értékeihez viszonyítva.

Az általunk meghatározott felszínborítási osztályokat összehasonlítottuk a Corine-féle növénytakaró-térképnek az adataival. Az összehasonlítás során természetesen több eltérést is felfedeztünk. Ezek a különbségek egyrészt a Corine felbontási korlátaiból, másrészt az évente változó területhasználatból fakadnak. Az általunk meghatározott területhasználati kategóriákat viszont a Corine által használt kódjelzéssel társítottuk, és az ezeknek a kódoknak megfelelő C-tényezőket használtuk fel az erózióbecslés során.

Az aktuális területhasználat térképe 2010-ben (11. ábra)

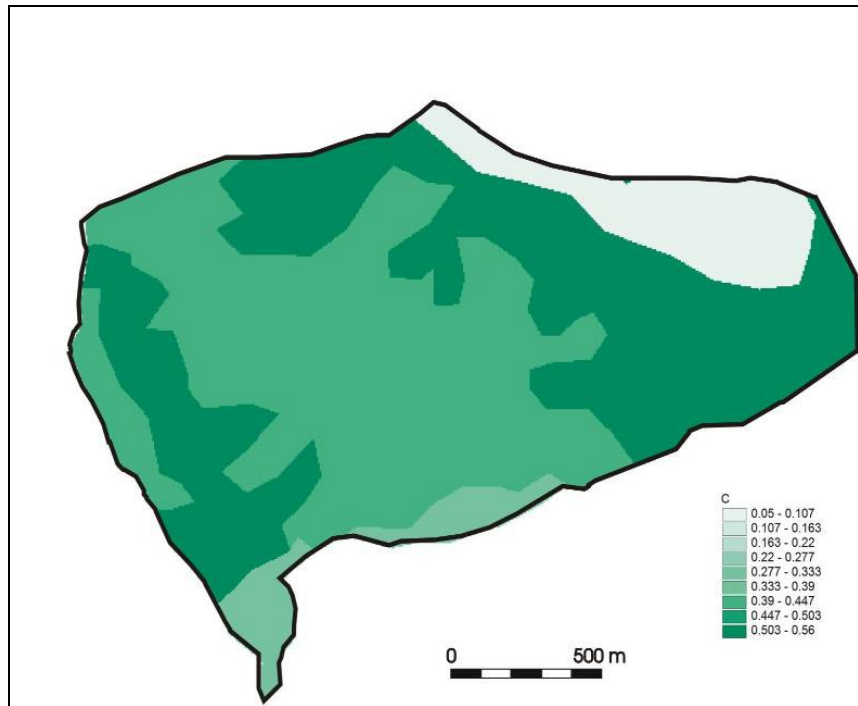


11. ábra. Mintaterületünk területhasználati térképe (szerk a szerző).

7. táblázat. A felszínborítási kategóriáknak megfelelő C-tényező értékek (Corine Land Cover database alapján)

Felszínborítottság, növénytípusok	Corine kód	C-tényező
Öntözetlen mezőgazdasági terület	211	0.28
Szőlő	221	0.75
Gyümölcsös	222	0.65
Kaszáló, legelő	231	0.56
Éves vetésforgós mezőgazdasági terület	241	0.99
Komplex kultúrák	242	0.8
Lombhullató erdők	311	0.05
Füves területek	321	0.56
Vízfelületek, települések	331	1

A C-tényező térinformatikai feldolgozásához szükség volt az egyes felszínborítási osztályok lehatárolására és digitális rögzítésére. Ehhez ugyancsak az 1:10.000-es méretarányú térképlapok, a területről készült légifelvétel, illetve a helyszíni terepfelmérés szolgáltatja az információt.



12. ábra. A C-tényező területi különbségei mintaterületünkön (szerk. a szerző)

A növényborítottság szempontjából területünkre vonatkozóan az év folyamán az erózióveszély kialakulására két kedvező időszakot különítettünk el.

Az első a bő tavaszi esőzésekkel egybeeső tavaszi hóolvadás időszaka, mely területünkön március második és harmadik harmadára tehető. Ebben a periódusban az erózió kialakulását elősegíti az a tény is, hogy a felszínt nem borítja növényzet.

A második erózióveszélyeztetett időszak a május – június – július hónapokra tehető bő esőzések (esetenként jégesők) időszaka. E három hónap erózióveszélyét viszont csak a „kapás” művelés alatt álló mezőgazdasági területekre vonatkoztathatjuk. A szalmás növények esetében ez az időszak május végére és június első harmadára tehető. Ekkor a növények fejlődése még nem érte el azt a szintet, amikor talajvédő hatásukat kifejthetnék.

A természetes gyepek esetében a második erózióveszélyes időszak erősen lerövidül, mivel május utolsó harmadától kezdődően ezeken a területeken a felületi lemosás hatása gyakorlatilag megszűnik.

Augusztus folyamán az erózió veszélyének mértéke nagyon lecsökken, még a kapás termesztésű növények esetében is, az esők kevésbé torrenciális jellege, a fokozott evapotranspiráció és a talajfelszín növényzettel való fedettsége miatt.

Szeptember folyamán már egy fokozott erózióveszély észlelhető a hosszantartó esőzések és az őszi szántások talajbolygató hatása miatt.

4.2.1.4. P -az erózió elleni védelem (az alkalmazott talajművelési mód) tényezője

Az eróziós folyamatok elleni védekezés hatékonyságát képviseli, az egyes művelési módok talajvesztésre gyakorolt pozitív (csökkentő) hatását tartalmazza.

A P-tényező állandó volt az egész területre, értéke = 1. A vizsgált területünkre ugyanis nem jellemző, a feldolgozott méretarányban nem ábrázolható talajvédelem.

4.2.1.5. A lejtőhossz és lejtőhajlás tényezője (LS)

A lejtő hosszúságát és meredekségét általában összevonva az LS faktorról (topográfiai faktor) fejezzük ki.

A DDM-ből származtatott lejtést használjuk fel a lejtőhossz, majd az LS-tényező meghatározására.

Az LS műveletet FIR módszerrel úgy oldottuk meg, hogy a lejtőmeredekség, illetve lejtőhossz tényezőit egy-egy fedvényben tároltuk. Majd minden olyan térképet vagy fedvényt, amelyik eddig nem raszteres állományú volt, polygonból griddé konvertáljuk, és végül a Map Calculator segítségével a különböző fedvényeket összeszorozzuk.

A program az egymás mellett elhelyezkedő cellák magassági értékeiből modellezi a víz valószínű folyásirányát. Minden egyes képpontra egyértelműen

kiszámolja, hány cellán keresztül folyik bele a víz, ami megegyezik a lejtőhosszal. A lejtés tényezőjével kiegészítve adja meg az LS-tényező térképi adatbázisát.

Úgy véljük, hogy az USLE egyenlet a meredek területeken nagymértékben felülbecsüli a talajvesztés mértékét.

FOSTER és WISCHMEIER (1974) szabálytalan lejtőkre egy egyenletet fejlesztett ki az LS-érték meghatározására:

$$LS = \sum_{i=1}^n (S_i \cdot \lambda_i^{m+1} - S_i \cdot \lambda_{i-1}^{m+1}) / (\lambda_t \cdot 22,1^m)$$

ahol:

n= a lejtőszegmensek száma

m = 0,5 ha a lejtés $\geq 5\%$

m = 0,4, ha a lejtés 5 és 3 % közötti,

m = 0,3 az 1 és 3 % közötti lejtőn,

m = 0,2, ha a lejtés kisebb, mint 1%;

S_i = a lejtőszegmens lejtésértéke;

λ_i = a távolság a lejtő tetejétől a vizsgált lejtőszegmens végéig;

λ_{i-1} = a szegmens fölötti lejtőhossz;

λ_t = a lejtő teljes hossza.

FOSTER ÉS MEYER (1972) úgy találták, hogy a lefolyás hordalékszállító képessége egyenletes lejtésű domboldalak esetén, még közepes erősségű csapadéknál is általában elegendő a teljes rendelkezésre álló talajmennyiség elhordására, ha a lejtés meghaladja a 2-3%-ot, és a talaj nem elég jó víznyelő ahhoz, hogy kielégítő mértékben csökkentse a felszíni lefolyást.

A lejtő hosszának számítási nehézségei

Az USLE meghatározása szerint a felszíni lefolyás megjelenési pontjától addig a pontig tart, ahol a felhalmozódás (a lejtőszög törése miatt) megkezdődik, vagy a lefolyó víz belép a mederbe (WISCHMEIER ÉS SCHMIDT, 1978). Ezeket a pontokat azonban térképen nagyon nehéz meghatározni.

A legjobb becslés a terepen mért adatokból származtatható, viszont ezek megszerzése nagyobb terület esetén igen nehéz. A mért értékek, illetve a megbízható program-algoritmusok hiányának következtében a lejtőhosszúság mértékének kiszámításakor gyakran használnak helyi átlaghosszúság értékeket.

Különleges algoritmusokat fejlesztettek ki a lejtőhossz kiszámítására, amelyek hálózat-alapú módszerek, melyek segítenek kiszámítani a lejtő összhosszúságát egy TIN-en (háromszögű szabálytalan hálózat) belül.

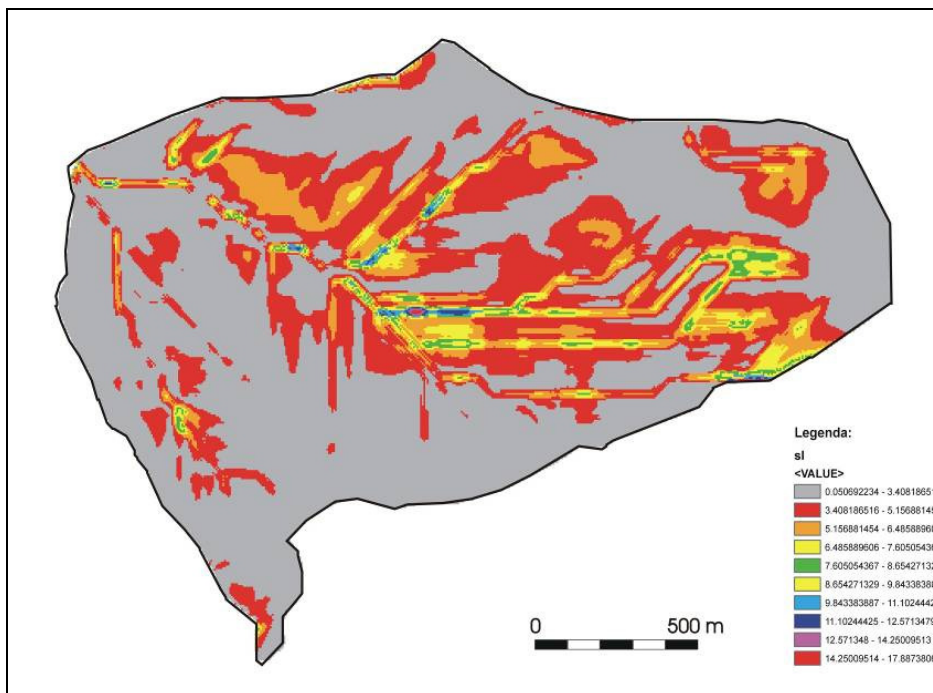
Térképgenerálási hibák, melyekre hasznos odafigyelni.

- Az ábrázolt felszínen megjelenő sok lejtőtörés (vagy gödör), amelyek gyakoriak a DEM-ek esetében, függetlenül attól, hogy ezek valódiak vagy sem, ezek minden esetben megszakítják a víz lejtőn való folyását (a FIR

értelmezésében). A lejtőhossz-algoritmus felismeri ezeket a negatív értékű cellákat, felhalmozódási térségeknek tekinti őket, és a nulla értéktől újraindítja a lejtőhossz számítását.

- A második hibalehetőség a domborzatmodellek „szálkásságával” függ össze. Ezek a készítés során kialakuló hibák, sraffos régióként jelentkeznek a domborzatmodellen. Az ily módon megjelenő rendellenességek további hibákat eredményeznek a DEM-alapú elemzésekben.

- A harmadik hibalehetőség a DEM-ek alacsony felbontásában rejlik. A felszín mikroelemei, melyek lassítják, esetleg gyorsítják a felszíni lefolyást, gyakran figyelmen kívül maradnak. A DEM-ek felbontásának növelésével növekszik a felszínábrázolás pontossága is, és az erózióbecslés jobban megközelíti a valós értékeket.



13. ábra. Az LS-tényezők eloszlását ábrázoló térkép

8. táblázat A RUSLE használati útmutatója az SL (domborzati) tényező kiszámításához

Vízszintes lejtőhossz (ft.)																	
Meredekség (%)	<3	6	9	12	15	25	50	75	100	150	200	250	300	400	600	800	1.000
0.2	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
0.5	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10
1.0	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.14	0.14	0.15	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20	0.20
2.0	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19	0.22	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.37	0.41	0.44	0.47
3.0	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.25	0.32	0.36	0.39	0.44	0.48	0.52	0.55	0.60	0.68	0.75	0.80
4.0	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.31	0.40	0.47	0.52	0.60	0.67	0.72	0.77	0.86	0.99	1.10	1.19
5.0	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.37	0.49	0.58	0.65	0.76	0.85	0.93	1.01	1.13	1.33	1.49	1.63
6.0	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.43	0.58	0.69	0.78	0.93	1.05	1.16	1.25	1.42	1.69	1.91	2.11
8.0	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.53	0.74	0.91	1.04	1.26	1.45	1.62	1.77	2.03	2.47	2.83	3.15
10.0	0.46	0.48	0.50	0.51	0.52	0.67	0.97	1.19	1.38	1.71	1.98	2.22	2.44	2.84	3.50	4.06	4.56
12.0	0.47	0.53	0.58	0.61	0.64	0.84	1.23	1.53	1.79	2.23	2.61	2.95	3.26	3.81	4.75	5.56	6.28
14.0	0.48	0.58	0.65	0.70	0.75	1.00	1.48	1.86	2.19	2.76	3.25	3.69	4.09	4.82	6.07	7.15	8.11
16.0	0.49	0.63	0.72	0.79	0.85	1.15	1.73	2.20	2.60	3.30	3.90	4.45	4.95	5.86	7.43	8.79	10.02
20.0	0.52	0.71	0.85	0.96	1.06	1.45	2.22	2.85	3.40	4.36	5.21	5.97	6.68	7.97	10.23	12.20	13.99
25.0	0.56	0.80	1.00	1.16	1.30	1.81	2.82	3.65	4.39	5.69	6.83	7.88	8.86	10.65	13.80	16.58	19.13
30.0	0.59	0.89	1.13	1.34	1.53	2.15	3.39	4.42	5.34	6.98	8.43	9.76	11.01	13.30	17.37	20.99	24.31
40.0	0.65	1.05	1.38	1.68	1.95	2.77	4.45	5.87	7.14	9.43	11.47	13.37	15.14	18.43	24.32	29.60	34.48
50.0	0.71	1.18	1.59	1.97	2.32	3.32	5.40	7.17	8.78	11.66	14.26	16.67	18.94	23.17	30.78	37.65	44.02
60.0	0.76	1.30	1.78	2.23	2.65	3.81	6.24	8.33	10.23	13.65	16.76	19.64	22.36	27.45	36.63	44.96	52.70

Ez a talajveszteség aránya egy azonos lejtőszögű, azonos típusú talajtakaróval rendelkező 72.6 láb (22.1 méter) hosszúságú felszínnek felel meg. A lejtőhossz kifejezi a vízválasztótól az összefolyásig vagy üledékképződési szakaszig való távolságot. Szerencsére a számított talajveszteség-értékek nem különösen érzékenyek a lejtőhosszra. + vagy – 10%-os eltérések nem adnak nagy érték-különbségeket, különösen lankás domborzat esetében.

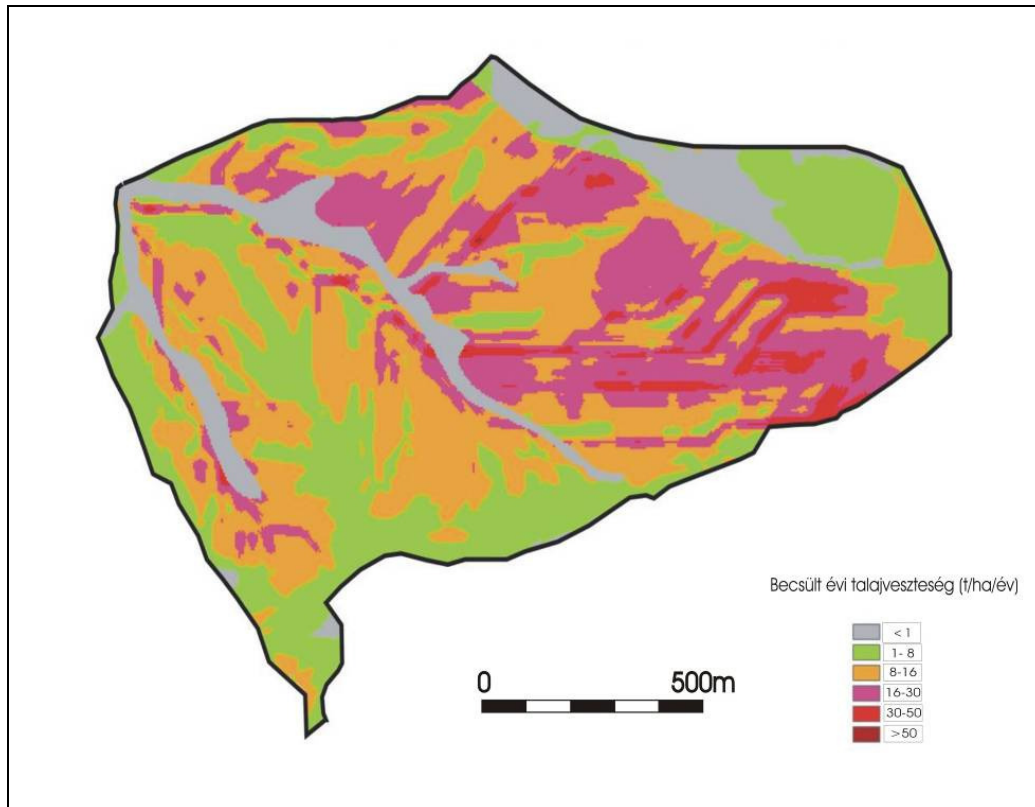
Lejtőhosszúság megállapítására a legjobb módszer, ha a vízválasztótól kiindulva a lejtés irányába haladva a szedimentációs zónáig vagy koncentrált vízfolyásig érve mi magunk végezzük el a helyszínen a méréseket.

A lejtőhossz meghatározása egyes esetekben bonyolult lehet. Esetenként nehéz meghatározni a szedimentáció elkezdődésének pontos helyét. Általános meghatározás szerint a lerakódás a homorú lejtő alján megy végbe. A szedimentáció helyének pontos meghatározását a felhasználónak kell elvégezni. Helyszíni vizsgálatainknál azt a helyet tekintettük szedimentációra alkalmasnak, ahol a terület lejtése elérte a homorú lejtő átlagos lejtésének felét.

További nehézség lehet a lejtőhossz meghatározásában, ha a lejtő egy csapadékelvezető árokban végződik. Az USLE szerint, több vízelvezető barázda összefolyásából keletkezett gyűjtőcsatorna képezheti a lejtő végét.

4.2.2 Az erózióbecslő térkép

A területről készült digitális domborzatmodell alapján létrehoztuk az erózióbecsléshez szükséges derivátumokat, melyek alapján a szoftver képes számolni. Az USLE tényezőit fedvényekben rendeztük, végül ezeket egymáshoz rendeltük. Az így módon létrehozott állomány a talajveszteség becsült évi mennyiségét jeleníti meg.



14. ábra. A becsült évi talajveszteség értékeinek területi eloszlása mintaterületünkön (szerk. a szerző)

A részletes alapadatokkal elkészült talajveszteség-becslő térképen $t \cdot ha^{-1} \cdot év^{-1}$ -ben leolvasható a talajveszteség-érték. A nemzetközi, magyar és a román szakirodalom elemzése alapján osztályokat kell készíteni, amelyek leírják, hogy melyik terület milyen mértékben erodált.

A talajveszteséget becsülő térkép elsősorban a gyakorlat számára készül, így különösen fontos az alacsony kategória határértékeinek meghatározása, mert ez az érték határozza meg az erózió elleni védelem szükségességét.

Országtól függően, sőt ugyanazon országon belül különböző szerzők más-más értékeket tartanak mérvadónak (3. táblázat – 18. oldal) Attól függően, hogy

melyik értéket tartjuk mérvadónak, akaratlanul is befolyásoljuk az adott terület talajviszonyainak jövőbeli képét.

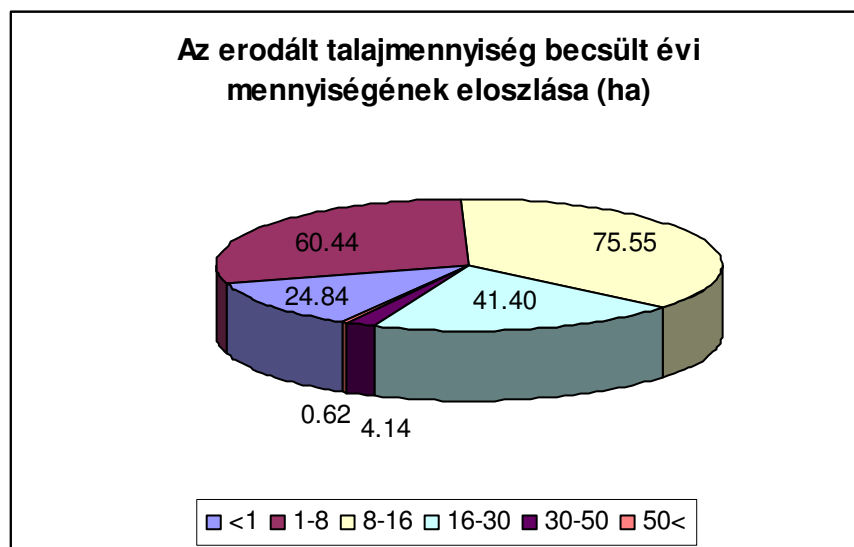
A talajerózió osztályait a Román Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet (I.C.P.A., 1986) a következő értékekre határozta meg:

- < 1 t/(ha/év) – elhanyagolható erózió
- 1-8 t/(ha/év) – gyenge erózió
- 8- 16 t/(ha/év) – közepes erózió
- 16-30 t/(ha/év) – erős erózió
- >30 t/(ha/év) – nagyon erős erózió

Területünkön a lepusztult talaj becsült évi összege 0-50 t/ha határértékek között van (14. ábra, 15 ábra). Az elkészült térképen vannak pixelek, melyek 50 t/ha feletti talajvesztéséget mutatnak, ezek aránya viszont jelentéktelen.

A területek nagy része (41,2 %) a 1-18 t/ha/év, a gyenge erózió osztályába esik. Ezek a területek az 5-12 % lejtőmeredekségi osztályokkal jellemzett felszínekkel azonosak.

Vizsont jelentős a 16-30 t/ha/év erodált talajmennyiséggel jellemezhető területek részaránya is (36,5 %). A legnagyobb talajvesztéssel jellemzett területek (22,3 %) egyben a legmeredekebb lejtőszögű területek is, összefüggnek az eróziós árkok helyzetével. A lineáris formák periodikus mélyülése a lejtődinamikai folyamatok folytonosságát, újraaktiválódását segíti elő.



15. ábra.: Az erodált talajmennyiség becsült évi mennyiségének eloszlása (szerk. a szerző)

A térkép elkészítése után, első ránézésre úgy tűnt, hogy a terület keleti, dél-keleti részén megjelenő egyenes vonalszerű elemek valamely térképezési eljárás hibája folytán alakultak ki (mint az a digitális domborzatmodellezésben időnként előfordul), viszont a felbontás nagyításával és utólagos térképi és terepi összehasonlítás során kiderült, hogy ezek nem hibák, hanem az erózió lineáris formáinak jövőbeli alakulását előrejelző képződmények, melyek lényegében a hátráló erózió irányát vetítik előre.

Az eróziós völgyek mentén jelenlévő, erős erózióval jellemzett területek a terepen is jól megfigyelhetők. A meder oldalozó eróziójának következtében kialakult lejtőmeredekség változása további eróziós jelenségeket időz elő (sárfolyások, iszapfolyások, partomlások, stb).

A közepes erősségű erózió-osztályba tartozó talajok (általában erősen pszeudoglejes agyagbemosódásos barna erdőtalajok) leginkább a lejtők középső szakaszára, 7-12 % meredekségű felszínre jellemzőek. Bár a lejtőszög lehetővé tenné erősebb erózió kialakulását, az inflexiós sáv közelsége és a talajok agyagtartalma csökkenti a pusztulás mértékét.

Az eróziós völgyek közötti vízválasztók, illetve a lejtők alsó szakaszára jellemző közel vízszintes területek rendelkeznek a talajerózió kialakulása szempontjából legkevésbé kedvező feltételekkel. Ezeken a felszíneken akkumuláció alakul ki. Az akkumuláció stabilitási szakasza addig tart, amíg a közeli patakmeder (hosszanti)eróziója (csapadékos időszakot, illetve a tavaszi hóolvadást követő bevágódás) következtében a helyi lejtőviszonyok meg nem változnak. Ekkor a felhalmozódási felületekről gyors ütemben lepusztul a talaj, a lejtő alsó szakasza megrövidül, és egy lassú alakváltozási szakasz veszi kezdetét. Az eróziós völgyek irányát követő, erős erózióval jellemzett területek egy ilyen szakasz kezdetét jelölik.

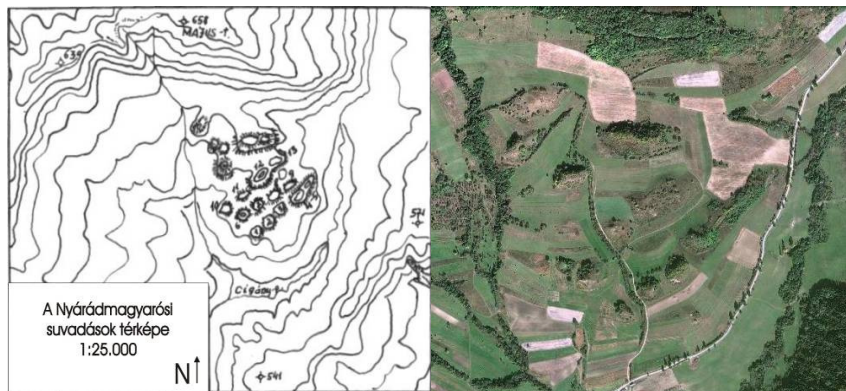
Az eróziós térképek készítése olyan információkkal szolgál, amely nemcsak a talajvédelemmel foglalkozók számára hasznos. A térképeken lehatárolhatók azon területek, amelyeken a legnagyobb talajvesztés és lefolyás várható. Az eróziós térképek készítésével, az erózió által leginkább veszélyeztetett területek lehatárolásával meghatározható a legszükségesebb beavatkozás helye, így csökkenthető és/vagy késleltethető a lefolyás és növelhető a beszivárgás. A modell, az általunk választott bemeneti adatok alapján számol, így lehetőség van ritkán fellépő maximum csapadékokkal történő előrejelzésre, különböző növényborítások és vetésforgók eróziós hatásának térképi megjelenítésére is.

4.3. A lejtős tömegmozgások szerepe a Nyárádmagyarósi-medence talajainak pusztulásában

A térség talajeróziójának vizsgálata során nem hagyhatjuk figyelmen kívül a vizsgált területegység felszínén, valamint szűkebb és tágabb környezetében jelenlévő lejtős tömegmozgási formák (különösképpen a suvadások) szerepét a talajpusztulás ütemében és a talajtakaró további alakulásában.

A suvadások talajeróziós szerepének tárgyalása előtt meg kell jegyeznünk, hogy mind a térség földtani felépítése, mind felszíni formakincse és talajtakarója eleve kedvez a lejtős tömegmozgások kialakulásának. Ezeknek a feltételeknek is tulajdonítható az a tény, hogy mind a távolabbi múltban, mind napjainkban kialakulhattak nagyméretű suvadások. A térség két leglátványosabb suvadását ismertetjük a következőkben (a nyárádmagyarósi és a nyárádselyei suvadásokat), felhívva a figyelmet arra, hogy bár az őket kialakító feltételek azonosak (gyakorlatilag ugyanazon a lejtőn helyezkednek el egymástól 4-5 km távolságra mozgásmechanikájuk, kialakított formáik, méretük különbözik, kialakulásuk közötti időkülönbség pedig több ezer év. Fényt próbálunk deríteni azokra a tényezőkre, vagy a meglévő tényezők olyan pillanatnyi állapotára, ami lehetővé tette, hogy ezek a nagyméretű lejtőmozgások létrejöhessenek.

4.3.1. A Nyárádmagyarósi suvadás



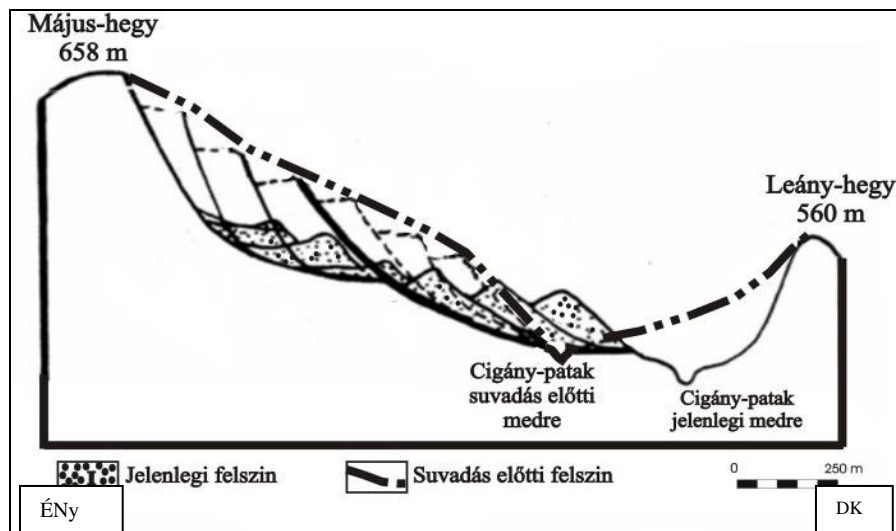
16. ábra/kép. A nyárádmagyarósi suvadásos terület térképe (TÖVISSY J. 1958 nyomán) és légi felvétele (GoogleEarth alapján).

A Nyárádmagyarósi-medence morfológiailag típusos szerkezeti-eróziós medence. A Bekecs-hegy oldaláról lefutó patakok a monoklinális pannon rétegeket csapás irányában feltárták, és a réteglapon való lecsúszással aszimmetrikus völgyeket dolgoztak ki.

A medencét ÉK-DNy irányba átszelő Cigány,- illetve Sűgő-patakok változó vízállásúak. Tavaszi hóolvadás, bő esőzések során hirtelen megduzzadnak és bevágódnak völgytalpukba.

Területünkön a talajképző kőzet agyagmárga, jelentős mennyiségű szénsavas meszet tartalmazó agyag, mely rossz vízvezető, de sok vizet megtartani képes, duzzadó szmektit típusú agyagásványt is tartalmazó képződmény. Késő tavaszig a talajban a felszínnel párhuzamosan szivárgó vízzel való telítettség jellemzi. E tulajdonságai lehetővé tették, hogy bizonyos hidro-klimatikus feltételek között olyan nagyméretű lejtős tömegmozgások, mint a nyárádmagyarósi suvadás, kialakuljanak.

A Cigány-patak medre, melynek mentén a nyárádmagyarósi suvadás kialakult, a lejtőmozgás következtében DK-re tolódott (16. ábra), és egy meredek bal oldali lejtőt hozott létre.



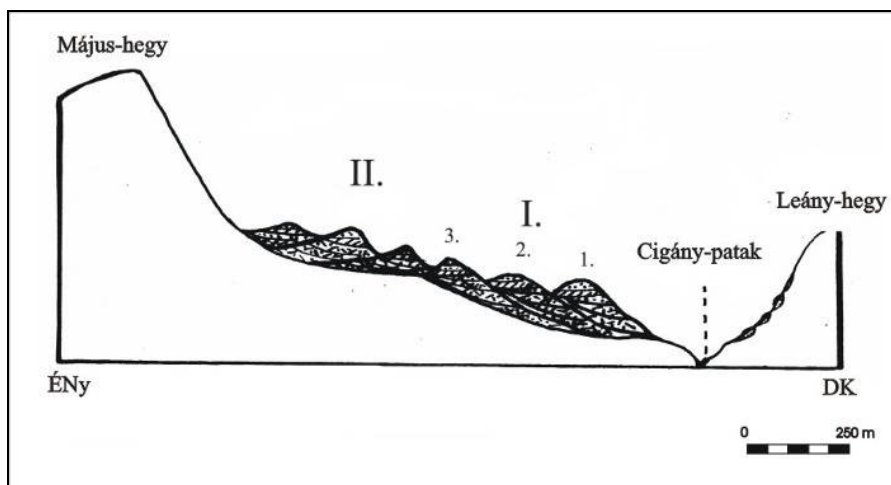
17. ábra. A Cigány patak lejtője suvadás előtti állapotának vázlata (szerk. a szerző)

A jobb oldali lejtő sokkal lankásabb, a Várberc és Május-tető vonalában képződött kuesztagerinc keleti, délkelet irányú lejtőjének lankás folytatása. Formáját a réteglapok dőlésiránya határozza meg, átlagos lejtése 10-14°.

Ezen az oldalon északról dél fele haladva a Május-tető (658m), Várberc (580 m) és a délebbi 520 m-es magassági pontokat összekötő gerinc karéjszerű képződmény. Ennek a „karéjnak” a DK folytatásában helyezkedik el a nyárádmagyarósi suvadás területe.

A nyárádmagyarósi suvadásos területet, a rajta levő suvadásformák kialakulása és elrendeződése tekintetében két csoportra tagolhatjuk (17. ábra):

- az alsó három övből álló, a suvadási halmok párhuzamos elrendeződését mutató ú.n. „ikersuvadások” területére és
- a felső, fiatalabb formákkal jelentkező, szabálytalanul elrendezett „testvérsuvadások” területére (Tövissi J. 1958).



18. ábra. Az elmozdult tömegek elhelyezkedése a lejtőn (Torzított lejtőviszonyok)
I.-, „ikersuvadások”, II. – „testvérsuvadások”
(szerk. a szerző)

A nyárádmagyarósi suvadás a nyárádszeredai gázdóm keleti- északkeleti szárnyán terül el. Itt a rétegek dőlése átlag $9-11^\circ$, északkeleti irányú. A szakadás vonalánál a rétegfejek nem bukkannak a felszínre. A szakadás nem is a rétegfejeknél történt. A suvadás iránya, amely a szakadás vonalának erre a szakaszára merőleges, a rétegek csapásirányával kb. 35 fokos szöget zár be. Tehát a szakadás nem a rétegek oldalánál, hanem a dőlés irányával 35 fokos szöget bezáró vonal mentén történt.

A suvadás korát meghatározó vizsgálatok (pollenvizsgálatok) a térségben nem történtek, viszont a talajok állapotából és a suvadás geomorfológiai jellemzőiből következtetünk arra, hogy a suvadás posztglaciális (holocén) időszakban alakulhatott ki.

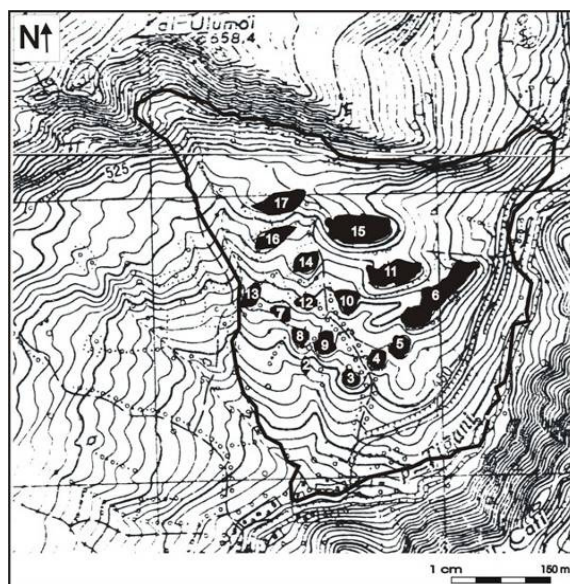
A suvadás kialakulásával egyidőben a térség lejtősségi viszonyai drasztikus változást szenvedtek, mely következtében a felszín újabb eróziós hatásokkal szembeni kiszolgáltatottsága hirtelen nagymértékben megnövekedett.

A felszabdaltság mértékét egy 1100 m széles szakadással mentén levált 40-70 m vastagságú üledékes kőzet- és talajtömeg határozza meg.

A legfiatalabb szakadással pereme és a suvadás nyelvének legalsó pontja között a távolság 1344 m. A lejtő átlagos dőlése $11,3\%$. Ezt a dőlésszöveget tekintjük az eredeti (tömegmozgás kialakulása előtti) térszín átlagos lejtésének.

A suvadás következtében elmozdult lejtőtömeg feldarabolódott, és az új pozitív és negatív formák a külső erők eróziós hatására további változásokat szenvedtek.

Jelenleg a 126 ha-nyi suvadás által érintett területet 17 markáns pozitív forma (hupa) és az ezek közötti teret kitöltő medencék (hepék) jellemzik (19. ábra)



19. ábra. A suvadásfelszín feldarabolódott, lekerekített halmái. (szerk. a szerző)

A suvadás során létrejött gerincek feldarabolódtak, szabályos vagy kereszt irányban megnyúlt halmokká különültek. Területük egységenként nem nagy, mégis mezőgazdasági potenciálromboló hatásuk jelentős. Bár a hupák összesített területe mindössze 11, 61 ha, a felszabdaltság miatt mezőgazdaságilag hasznosíthatatlan terület ennél sokkal nagyobb.

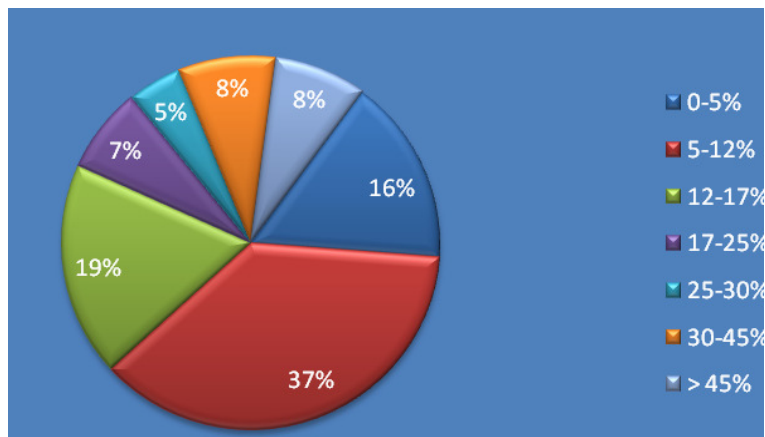
9.táblázat. A hupák méretei (szerk. a szerző)

Sorszám	Terület (ha)	Hupa magassága (m)	A suvadásos terület egészéhez viszonyított arány (%)
1.	0.09	4.3	0.07
2.	0.14	3.8	0.11
3.	0.18	12.7	0.14
4.	0.28	14.0	0.22
5.	0.34	17.8	0.27
6.	2.09	13.7	1.66
7.	0.26	2.9	0.21
8.	0.28	13.4	0.22
9.	0.57	6.7	0.45
10.	0.51	7.0	0.40
11.	1.53	13.5	1.21
12.	0.27	2.7	0.06
13.	0.10	2.0	0.08
14.	0.56	18.0	0.44
15.	2.32	27.5	1.84
16.	0.67	8.0	0.53
17.	1.52	7.4	1.21
Összeg	11.61	Átlag: 10,32	Összeg: 9.21

Amint azt az 9. táblázatban láthatjuk, a hupák méretei viszonylag széles határok között mozognak, a kialakulásuk idejének, a lejtőn való elhelyezkedésének, illetve csúszásuk következtében történő feldarabolódottságuk függvényében.

A suvadás több szakaszban játszódott le egy vagy több lecsúszott gerincet eredményezve. A talajok erózióját, átalakulását és új talajok születését e szakaszosság határozta meg. A suvadás területén mára már csak kis foltokban lehet találni olyan felszíneket, amelyek változatlanul őrzik a korábbi felszín jellegzetes talajtípusát.

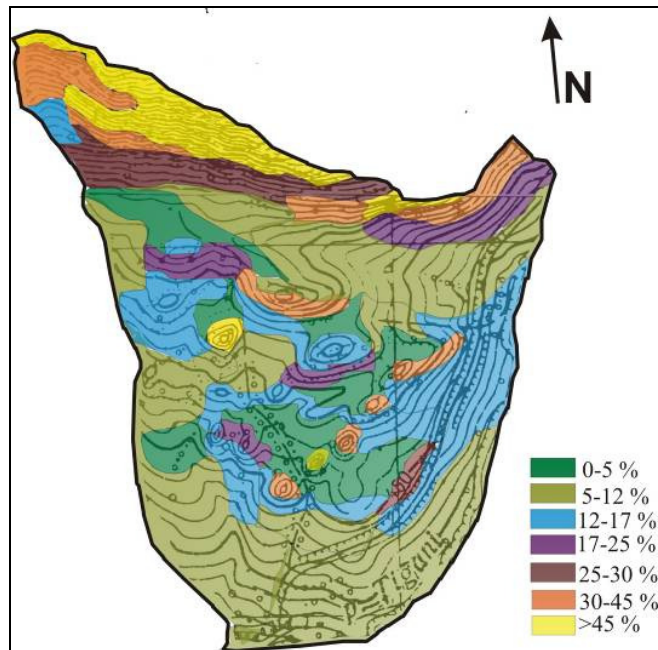
A lejtőkategóriák előfordulási arányát (20. ábra) és területi eloszlását (21. ábra) tekintve megállapíthatjuk, hogy a feldarabolódás következtében a meredek (12%-nál meredekebb) lejtők aránya a terület 47%-át alkotja. Ezeket a meredek lejtőket az areális erózió hatása erősen koptatja.



20. ábra: A lejtőkategóriák százalékos eloszlása (szerk. a szerző)

A vizsgált térség tágabb környezetének areális talajerózióját vizsgálva, a talajszintek vastagsága alapján megállapítottuk, hogy a 8-10 %-os lejtők már kisebb-nagyobb mértékben ki vannak téve az areális lemosás hatásának.

Ha figyelembe vesszük a suvadás során meggyengült talajszerkezet, felszakadozott növényzet, megváltozott talajnedvességi viszonyok és az újonnan kialakult lineáris eróziós formák hatását, megállapíthatjuk, hogy a további eróziós hatások által veszélyeztetett terület jóval meghaladja a fent említett 47%-os arányt.



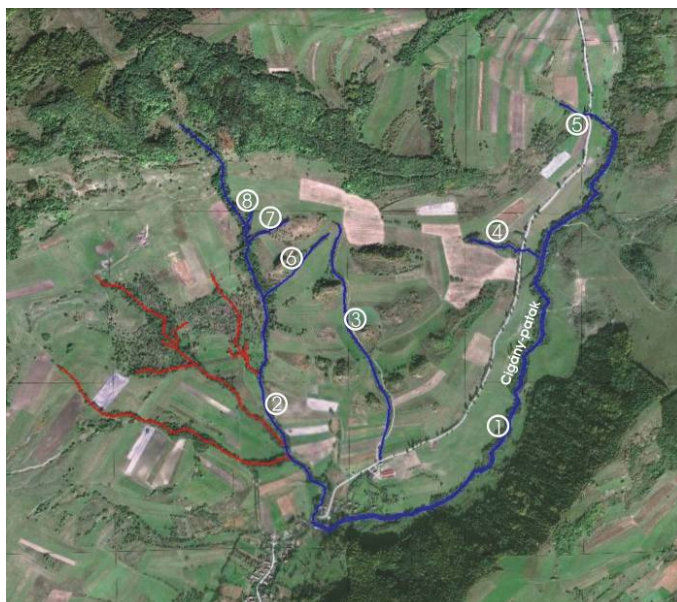
21. ábra. A vizsgált terület lejtőkategória-térképe(szerk. a szerző)

A szakadásfalon, a csuszamlási halmok területén, a csuszamlás nyelvének előterében nagyterjedésű meredek felszínek alakulnak ki. Az eredetileg egyenletes, 12-17%-os lejtő számos 65-85%-os lejtésű halom, keskeny gerinc, feldarabolódott lejtőüledék-tömb előfordulási helyszínévé vált.

A csuszamlásos területen a növényborítottság megváltozott, megnövekedett a csupasz felületek részaránya, a megváltozott lejtősség miatt a növénytársulások átalakultak. A szakadásfalon, illetve a lecsúszott kőzet- és talajtömegek homlokzatán, főleg a délies kitettséű, tápanyagokban szegény oldalakon szárazságtűrő satnya, előbb füves, majd aprócserjés növényzet telepedett meg.

A csuszamlás-nyelv esetében a csúszó tömeg rendszerint már az enyhébb lejtésű lejtőtálon folytatja útját. A csuszamlástömbök keresztirányú hátakban vagy más formájú dombokban torlaszolódnak fel. A hátakkal párhuzamosan keresztrepedések futnak.

A csuszamlás testének középső része és a csuszamlásnyelv, ha nem is tagolódik fel látványosan, mégis belső szerkezetében károsodást szenved, tömege elkülönül a környezetétől, és különösen a peremi részein felerősödik a lineáris erózió hatása.



22. ábra. A suvadástestet szegélyező és azon kialakult lineáris eróziós formák (v.ö.: 10. táblázat) (szerk. a szerző GoogleEarth felvétel felhasználásával)

10. táblázat. Az eróziós árkok és völgyek méretei (szerk. a szerző)

Sorszám	Rendűség	Hossz (m)	Átlagos mélység (m)	Legnagyobb mélység (m)	Átlagos lejtés %	Legnagyobb lejtés %
1.	1	1611.4	3.7	6.5	11.61	14.6
2.	2	1402.2	6.4	15.6	9.5	22.5
3.	2	919.8	1.5	2.7	8.9	14.5
4.	2	299.0	1.7	2.2	10.7	17.3
5.	2	228.1	2.1	4.5	14.6	19.4
6.	3	335.9	1.2	1.8	11.4	22.6
7.	3	184.0	2.4	2.9	9.23	10.3
8.	3	97.4	2.0	2.5	13.7	15.8

A csuszamlástestet szegélyező és a csuszamlási halmok közti nedvességtöbbletet levezető eróziós árkok és völgyek összhossza 5077,8 m, átlagos mélységük pedig 2,6 m (10. táblázat).

Az eróziós völgyek bevágódásával, a helyi erózióbázis mélyülésével új lejtésviszonyok alakulnak ki, újabb területek pusztulnak le, felületükön partomlások, sár- és iszapfolyások alakulnak ki.

A suvadástest nyugati szegélyét képező eróziós völgy bevágódása megváltoztatta a szomszédos szántóföldek erózióját is. Új lineáris eróziós rendszer alakult ki, így a suvadás eróziós hatása nemcsak a tulajdonképpeni lecsúszott lejtőtömeget érinti, hanem a suvadás tágabb környezetét is.

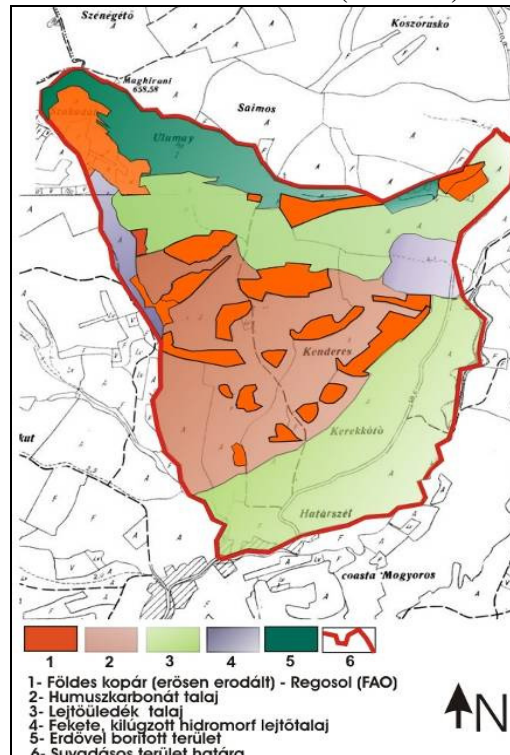
4.3.1.1. A suvadásos terület talajainak vizsgálata

Vizsgált területünk talajképződésének jelenlegi állapotát tekintve megállapíthatjuk, hogy a suvadás során lecsúszott tömegek közötti mélyedésekben kialakult talajok viszonylag fiatalok, nem rendelkeznek felhalmozódási (B) szinttel. Igaz ugyan, hogy ezeken a területeken a pedogenezis folyamatát nagymértékben befolyásolja a magasabban fekvő, meredek felszínekről folyamatosan érkező CaCO_3 -ban gazdag hordalékutánpótlás.

A suvadás kialakulásával az elmozdult lejtőüledék és a talaj szerkezete megváltozik, szintjei összekeverednek. Az elmozdult anyagmennyiség megváltozott tulajdonságai befolyásolják a rajtuk képződött új talajok morfológiai talajtulajdonságait és egyúttal minden ehhez kötődő tulajdonságát (víz-, levegő-, hőháztartás, szervesanyag-tartalom stb.)

A felszabdaltság következtében a talajban szerkezetromlás (szerkezet szétesése, szerkezet nélkülség) következik be, belső kohéziós viszonyok megváltoznak, a lejtőüledék, a talajok tömegében keveredés, felhalmozódás, kicserélődés megy végbe. A talajszintek keveredésével a talajok fizikai-kémiai tulajdonságai megváltoznak, és ezáltal csökken termőképességük.

A terepi mintavételezés, majd a minták laboratóriumi elemzése során a 126 ha területen 4 talajtípust sikerült elhatárolnunk (23. ábra).

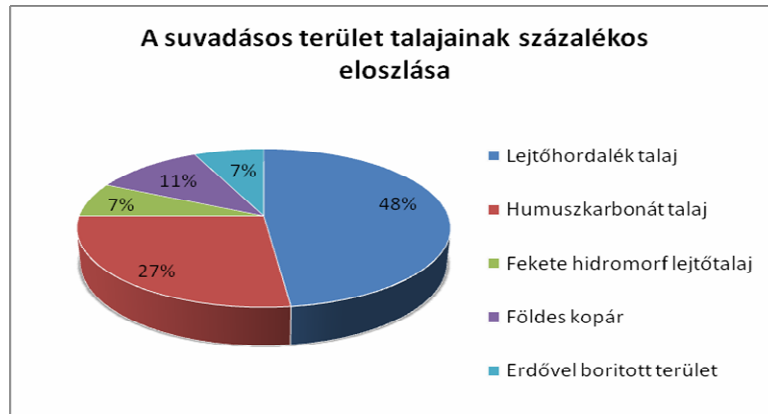


23. ábra. A talajtípusok térképe

(Az erdővel borított területek talajait nem vizsgáltuk) (szerk. a szerző)

A talajtípusok száma ilyen kis területen már önmagában egy nagyfokú felszabdaltságot tükröz, vagyis a felszabdaltság eredményeként alakulhatott ki a változatos talajtakaró.

A talajok százalékos részarányát tekintve (24. ábra) megállapíthatjuk, hogy a gyengén humuszos, mély humuszrétegű, karbonátos lejtőüledék (lejtőhordalék) talajok borítják a felszín legnagyobb hányadát.



24. ábra. A talajtípusok százalékos eloszlásának grafikonja (Az erdővel borított területek taljait nem vizsgáltuk) (szerk. a szerző)

A karbonátos lejtőüledék talaj a suvadásos terület 48 %-ának jellemző talajtípusa. Leginkább a fő szakadással előterében elterülő nagyméretű medencefelszín, valamint az egykori suvadásnyelv peremi, enyhe lejtésű végein találjuk (23. ábra). A karbonátos lejtőüledék nagyarányú jelenléte a szomszédos területek egykori nagyarányú erózióját bizonyítja.

A környező magaslatokról lemosott anyag a felszín alacsonyabban fekvő vízszintes részein vagy mélyedéseiben felhalmozódik, és az eróziós folyamatok lelassulásával elkezdődik a talajosodás folyamata.

A lejtőüledék (lejtőhordalék) talaj rétegeit nem köti össze genetikai kapcsolat, mert azok nem a helyi talajképződés eredményei, hanem a közeli, magasabban fekvő területekről lehordott talaj- és kőzetrészek egymásra halmozása útján jöttek létre.

Ennek a talajnak az anyaga csak a közvetlen környezetből származik, összetétele a magasabban fekvő talajok anyagától függ. A nyárádmagyarósi suvadásos terület esetében ezeknek a talajoknak a szomszédságában a hupák által képviselt magas felszínformák nagymértékben erodálódtak, és a talajpusztulás a talajképző kőzetet nagy felületen már elérte. A víz által lepusztított anyag a lejtők pihenőin vagy a völgyekben rakódott le, és ott 160-200 cm vastagságban halmozódott fel. A humuszos anyag vastagsága az 1,2 m-t is eléri.

Morfológiai bélyegeit a hordalékszállítás üteme és mértéke, valamint a szállított anyag jellege befolyásolta. A szántott A szint szerkezete kevert, a

mélyebb szintek közepes-nagy morzsás, illetve rögös szerkezetűek. Az A₀₂ szint szerkezeti elemein jól megfigyelhetők a felsőbb szintekből bemosódott karbonátformák. A leromlott szerkezet, illetve az agyagos lejtőanyag következtében vízgazdálkodása kedvezőtlen.

Tápanyag-gazdálkodása a leülepedett hordalék humusztartalmától függ. Mivel az erózió által nagymértékben érintett pozitív formáknak szegényes a tápanyagtartalmuk, a térség karbonátos lejtőüledék talajának nitrogénellátottsága, illetve foszforellátottsága a szántott szint alatt nagyon szegény (11. táblázat).

11. táblázat. Gyengén humuszos, mély humuszcétegű, karbonátos lejtőüledék talaj (Colluvic Calcaric Regosol) laborvizsgálati eredményei (szerk. a szerző)

Talajszint	Mélység	pH	CaCO ₃ %	Hum. %	Össz N %	Felv P ₂ O ₅ mg/100g	Felv. K ₂ O mg/100g	Textúra			
								Durva homok	Finom homok	Vályog	Agyag
Aa	0-20	7,85	8,0	1,93	0,125	1,4	12,0	4,4	36,5	32,4	26,8
Ao ₁	20-37	8,01	9,7	1,02	0,067	0,8	7,5	5,8	36,2	29,5	28,4
Ao ₂	37-120	8,04	11,2	0,83	0,057	0,5	7,1	5,0	33,2	27,9	33,7

A hupák közötti mélyedések, egykori hepefelszínek a pozitív formák hosszantartó eróziója következtében mára már mezőgazdasági művelés alatt álló felszínekké alakultak.

A lefolyástalan kis tómedencék (hepe-tavak) területét már elég nehéz lenne rekonstruálni, mert egyrészt az erózió, másrészt az ember munkája révén teljesen feltöltődtek.

Az egykori hepeterületek jellemző talajai a közepesen humuszos humuszkarbonát talajok. Humusztartalmukat és a humuszos réteg vastagságát a kitöltő üledék eredeti – humuszos – jellege befolyásolja. A hepe-tavak egykori jelenlétét a rendzic phaeozemek C szintjének glejesedésre utaló jegyei igazolják.

A laza, üledékes, szénsavas meszet tartalmazó talajképző kőzet miatt szemcsés szerkezetű 3,2% szerves anyagot tartalmazó 26 cm mély humuszos réteg alakult ki (12. táblázat).

A kilúgzás folyamata jól megfigyelhető, jelenléte a feltalaj szénsavasmész-tartalmának a talajképző kőzetéhez viszonyított jelentős mértékű csökkenésében mutatható ki. Humuszos szintjének a talajképző kőzet felé rövid az átmenete.

Mivel a talajpusztulás a felszínt folyamatosan és gyorsan lehordja, így a talajképződés csak a humuszszedésben jut kifejezésre. A humuszos réteg, illetve az átmeneti réteg viszonylag jelentős függőleges kiterjedése az eróziós folyamatok intenzitásának csökkenésére, illetve humuszszedési folyamatok megerősödésére utalnak.

A területünk mintegy 27 %-át takaró humuszkarbonát talaj vízgazdálkodása gyenge, tápanyag-gazdálkodása közepes.

12. táblázat. A közepesen humuszos, közepes humuszrétegű humuszkarbonát talaj laborvizsgálati eredményei

Talajszint	Mélység	pH	CaCO ₃ %	Hum. %	Össz N %	Felv. P ₂ O ₅ mg/100g	Felv. K ₂ O mg/100g	Textúra			
								Durva homok	Finom homok	Vályog	Agyag
Aa	0-26	7,75	0,5	3,2	0,151	1,8	8,6	8,0	26,2	28,1	37,5
A/Cw	26-64	8,03	8,1	1,79	0,080	0,1	8,0	1,2	24,4	36,0	38,5
Cw	64-120	8,11	13,6	-	-	-	-	0,4	20,6	38,4	40,8

A suvadás területén aránylag kis területen fekvő fekete, kilúgzott hidromorf lejtőtálat (Hanggley-Schwarzboden, humic-gley slope soil, sol noir clinohydromorphe) tekintjük a suvadásos terület legfejlettebb, a lejtőtömegek által legkevésbé érintett talajtípusának. A vizsgált terület 7%-át teszik ki. A legfiatalabb szakadással szomszédságában helyezkednek el.

Bár képződésük áttelepített lejtőüledéket feltételez, véleményünk szerint, a humuszos réteg vastagságából ítélve, a suvadást megelőző areális áttelepítésről lehet szó. A magasabb térszíneken elhelyezkedő barna erdőtalajok felszínéről az areális erózióval elmozdított anyagszemcsék a lejtő lankásabb részein, negatív formáin felhalmozódtak, és a megfelelő éghajlati körülmények között, a buja növényzet maradványainak átalakulásával erőteljes humuszosodást szenvedtek.

A talajképző kőzet agyagmárga, jelentős mennyiségű szénsavas meszet tartalmazó agyag. Rossz vízvezető, de sok vizet megtartani képes, duzzadó szmektit típusú agyagásványokat is tartalmazó képződmény. Szelvénye nagyon mély, a C szint általában 2 méter körül jelenik meg. Humuszrétege jóval az A szint alá húzódik. Az egyenletesen magas humusztartalmú Am szintje két részre tagolódik (5. táblázat). A felső 0-54 cm vastagságú rétegben nem található, vagy csak jelentéktelen mértékben található a vízhatás nyomai, az alatta levő részben viszont gyakori, apró vasborsók már határozott rétiesedési folyamatokról tanuskodnak.

A fekete hidromorf lejtőtálat textúrája vályog, vagy agyagos vályog. Felső szintje apró vagy közepes szemcsés, felhalmozódási szintje pedig durva poliéderez. A felhalmozódási szint két részre oszlik, a felső, sötétebb, humusszal átítatott, sok vasszeplővel és - borsóval tarkított, alsó fele vízhatás nyomaitól mentes.

Vízgazdálkodásában vannak hátrányos és előnyös tulajdonságok is. Lassan vezeti a vizet, nagy a holtvítartalma, víztartó képessége azonban nagyon jó, ami száraz években hasznos. Késő tavaszig a talajban a felszínnel párhuzamosan szivárgó vízzel való telítettség jellemzi. A csapadéktöbblettel rendelkező hideg évszak után bekövetkező hóolvadás és a tavaszi esőzések mind fokozzák a stagni-gleyic phaeozem suvadásgeneráló tulajdonságát.

Humusztartalma a felső szintekben közel 3 % (13. táblázat). Tápanyagokkal jól ellátott, de nedves években nehezen szabadulnak fel a tápanyagok. Bázistelítettsége 80 % feletti, pH-ja pedig 6 feletti. Igen érzékeny a talajművelés

időszakára, ugyanis nagyon rövid az optimális megmunkálhatósági intervallum, amelyben elfogadható minőségű munkát lehet végezni. Száraz ősz után következő száraz években mutatkozik meg igazán e talajtípus kedvező termőképessége. A hosszantartó nyári szárazságnak a legjobban ellenálló talajtípus.

13. táblázat. A fekete, kilúgzott hidromorf lejtőtálat (stagni-gleyic phaeozem) laborvizsgálati eredményei

Talajsint	Mélység	pH	pH/ KCl	Humusz %	Össz N %	Felv. P ₂ O ₅ mg/100g	Felv. K ₂ O mg/100g	V	SH	Textúra			
										Durva homok	Finom Homok	Vályog	Agyag
Aa	0-22	6.4	4.95	2.95	0.157	0.6	13.5	88.2	2.6	4.7	30.1	31.1	34.1
Am	22-54	6.5	5.20	3.02	0.127	0.2	8.0	85.2	3.4	3.3	28.5	31.9	36.2
A/Bw	54-67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Btw	67-180	6.8	5.50	1.57	0.081	0.2	10.0	91.0	2.2	3.0	24.1	29.2	43.7
C	180-200												

A suvadásos területünk egyik fontos talajtípusa a földes kopár, kis területi aránya ellenére is, mivel jelenléte jól tükrözi az areális erózió helyszíneit.

Ez a talajtípus a hupafelszínnek és a szakadással meredek lejtőin alakult ki.

Mivel a felszínre kerülő laza üledékes kőzeteken keletkeznek, a talajképződés folyamatát nem a mállékony anyag hiánya vagy a kevés mállástermék elszállítása, hanem a felszín gyors és állandó lepusztulása akadályozza. A talajképződés és a biológiai folyamatok huzamosabb ideig való hatását az eróziós folyamatok teszik lehetetlenné. A humuszosodás a talajszelvénynek csak egészen sekély rétegét érinti. A talajképző kőzet mélyebb átalakulására nincs lehetőség, mert a talajpusztulás a már esetleg átalakult anyagot a helyéről elszállítja, és mindig újabb és újabb anyag kerül a talajképződési tényezők hatása alá. A talajréteg, vagyis a humuszos szint nem haladja meg művelés alatt álló területeken a szántott réteg vastagságát.

14. táblázat: A földes kopár laborvizsgálati eredménye

Talajsint	Mélység	pH	CaCO ₃ %	Humusz %	Össz N %	Felv. P ₂ O ₅ mg/100g	Felv. K ₂ O mg/100g	Textúra			
								Durva homok	Finom homok	Vályog	Agyag
Ba	0-18	7.51	15,5	1,75	0,122	2,2	11,5	13,1	52,2	14,3	20,4
B	18-40	7.90	16,0	0,77	0,055	1,1	9,4	6,9	40,5	21,6	31,0
C	40-100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Helyenként a teljesen lepusztult talajfelszín a nyers talajképző kőzet feltárását eredményezi, amelynek új talajjá fejlődését a permanens lepusztulás megakadályozza. Erózió által annyira lepusztult, vagy mesterségesen oly mélyen megcsonkított talajmaradvány, hogy nem ismerhetők fel az eredeti talajra jellemző ismérvek, diagnosztikai jellegek.

Humuszos szintje helyenként nem éri el a 20 cm-t sem, szervesanyag-utánpótlását a felületén megtelepedett satnya lágyszárú, cserjés, esetenként – a szakadással felületén - fás növényzet biztosítja, de ez sosem halmozódik fel, mert a

meredek lejtőviszonyok következtében folytonosan lemosódik. E talajtípuson belül is vannak területi különbségek, melyeket az erózió eltérő intenzitása okoz.

A fő szakadással mentén, valamint a hupafelszín lejtő felőli oldalán, ahol a lejtőmeredekség sokszor meghaladja a 25%-ot, teljes mértékű talajpusztulás jellemző - semmiféle hasznosításra sem alkalmas kopár felszín (teljesen lepusztult talajok) alakulnak ki. Ezek az összterület 6%-t képezik. Ezeknek a felszínnek a nagy része kaszálónak és legelőnek sem használható. Fás növényzet telepítésével csökkenthető lenne felületük további pusztulásának mértéke.

A hupák kisebb meredekségű lejtőin mérsékeltebb pusztulás jellemző. Ezek a területeken ugyancsak földes kopár talajok képződnek, de ezek esetében egy vékony, 15-25 cm-es humusz rész is megfigyelhető.

A felszínközébe került közet puha, gyökerek által könnyen behálózható volta következtében megfelelő adagú és minőségű tápanyag-utánpótlással, talajvédő növények termesztésével felületükön gyakran elfogadható mennyiségű termés is lehetséges. Az ilyen felszíneket gyakran mezőgazdasági művelésbe is vonják. Ajánlatos azonban évelő, talajjavító növények, főképpen takarmánynövények termesztése, s még inkább gyepgazdálkodásra hasznosítani az ilyen talajfoltokkal tarkított területeket.

4.3.2. A nyáradselyei suvadás

A nyáradselyei suvadás esetében lehetőségünk nyílt a mozgás megindulása előtti viszonyokat, a mozgást megelőző jeleket végigkísérni, majd a mozgás megindulása után a suvadás lejátszódását követni, később pedig az új felszínalakzatokat tanulmányozni. Ugyanakkor a suvadás kiváltódását megelőző klimatikus feltételek dokumentálását is megvalósíthattuk. Válaszokat kerestünk arra a kérdésre, hogy miért alakult ki a suvadás akkor, amikor kialakult.

Nyáradselye területén földcsuszamlást dokumentáló feljegyzések már nagyon régi időkből fennmaradtak. Egy feljegyzés szerint, 1913-ban már megjelentek a falu határában csuszamlást előrejelző jelenségek, amikor az 1910-ben épített bekecsi vízvezeték tönkrement.

Az 1970-es évek közepén végzett fúrások és kutatórobbantások következtében a temetők közelében is megmozdult a talaj. Az 1975. évi árvizek idején ismét megszakadt a föld, majd 1986-ban újabb hasadás keletkezett a református temető mellett. 1992 után a jelenség folyamatossá vált, majd 1999-ben egy nagyméretű suvadás jött létre, mely ideiglenesen stabilizálta a lejtős tömegmozgási folyamatot.

A továbbiakban a suvadás helyzetét, valamint formai jellemzőit ismertetjük.

Az 1999 tavaszán létrejött suvadás esetében a fő szakadással a Cigány-patak jobb oldali lejtőjén a patakmedertől 641,9 méterre, ÉK-DNy irányban húzódik. A szakadással 266,8 méter hosszú, karéj alakú képződmény. Mélysége keletkezése időpontjában 13,5 méter volt. A szakadással négy, a lejtő irányára merőlegesen elnyúló csuszamlásgerinc követi, melyek magassága (a harmadik és az ötödik

kivételével) megegyezik a fő szakadással magasságával. A negyedik és ötödik gerinc magassága, a lejtő irányában történő elmozdulás következtében, a többi gerinchez viszonyítva, 1,5, illetve 4 méterrel kisebb.



1. kép. A nyárádselyei suvadás űrfelvétele (Google Earth felvétel)

A gerincek folytonossága a mozgás folytatódásának és a külső felszínformáló erőknek hatására felszabdaldott, függőleges tagoltsága csökkent, viszont a csuszamlás által érintett felszín területe megnőtt.



2. kép. A nárádselyei suvadás szétszakadozott tömbjei (Vida G. felvétele)

A gerincek oldallejtőin jól követhető a felszín alkotó üledékes kőzetek rétegzettsége, a rétegek iránya és dőlésszöge.

A Selyére jellemző felső neogén rétegsor üledékes kőzeteinek szintjén, domináns agyag-márgás, vékonypados rétegekbe finomhomokos, általában 20 centiméternél vékonyabb rétegek ékelődnek.



3.kép. A litológiai rétegek települési iránya
(felső: a szerző felvétele, alsó: Vida G. felvétele)

A rétegek dőlése DNy-ÉK irányú és 13-15°-os szögben lejtnek. A suvadás nem a rétegek dőlésirányában alakult ki, hanem a Cigány-patak folyására merőleges, ÉNy-DK irányba.

A gerincek közötti mélyedésekben - kanyonszerű hefefelszíneken - a gerincekről leerodált törmelék-felhalmozódások jellemzőek.



4. kép. Hepemélyedés (szerző felvétele)

Ezek a mélyedések lefolyástalan medencéket képeznek, melyek csapadékosabb időszakokban apró, 2-5 méter átmérőjű, hepetavaknak adnak otthont. Ezek körül, vagy kiszáradásuk esetén ezek helyén, jellegzetes lápnövényzet telepszik meg.



5. kép. Hepetó, hidrofil növényzet (a szerző felvétele)

Idővel mind a gerincfelszínek, mind a gerincekről letöredezett halmok a külső felszínformáló erők hatására erodálódnak. A felszínükön megtelepedett növényzet tompítja a külső erők eróziós hatását, a csupasz oldallejtők gyorsabb

ütemben erodálódnak, és maradékgerinc, valamint gombaszerű képződmények alakulnak ki.



6. kép. Széttöredezett csuszamlási halmok (a szerző felvétele)

A szakadásfelszínnek előterében a fák (egykori gyümölcsös) tipikus meghajlása figyelhető meg (7. kép).



7. kép. A suvadás irányát jelző fák és a lejtőüledék irányának összefüggése (a szerző felvétele)

A csuszamlás homogén anyagú lejtőn alakult ki, ezért a csúszópálya csak a mozgás megindulásának időpontjában, a pillanatnyi erőviszonyok függvényében

jött létre. Csúszópályája görbült, parabolid felszín, melynek magassága nem éri el a bevágódott patak medrének talppontját, ezért a völgy irányában egy egyenes vonalú süllyedő mozgás jön létre, és nem alakul ki az erre a csuszamlástípusra jellemző, a felszín dőlésirányával ellentétes irányított rotációs mozgás (megmarad a lecsúszott tömbökben is az eredeti felszínre jellemző vízszintes rétegzettség).

A szingenetikus csuszamlások esetében a nagy súrlódás következtében kialakul a "csuszamlási breccsa," mely a nyelv szegélyein van feltárva. Ez a nyárádselyei csuszamlás esetében nem figyelhető meg.

A csuszamlás során a patakmederbe csúszott hordalékmennyiség arra kényszerítette a patakot, hogy kilépjen eredeti medréből, és alámoossa a csuszamlási felszínnel ellentétes (bal) partot.

A patak medrének eltolódásával egyidejűleg a csuszamlástestet keresztirányban átszelő útszakasz és az út menti árok összezsugorodott.

4.3.2.1. A nyárádselyei suvadás szerepe a talajok eróziójában

A suvadás kialakulásával az elmozdult tömeg szerkezete leromlott, felszabdaldott és összekeveredett. Az elmozdult anyagmennyiség megváltozott tulajdonságai befolyásolják a rajtuk képződött talajok morfológiai talajtulajdonságait, és egyúttal minden ehhez kötődő tulajdonságait (víz-, levegő-, hőháztartás, szervesanyag-tartalom stb.)

A felszabdaltság következtében a talajban szerkezetromlás következik be, belső kohéziós viszonyok megváltoznak, a lejtőüledék, a talajok tömegében keveredés, különböző tömegek felhalmozódása, kicserélődése jön létre. A talajszintek keveredésével a talajok fizikai és kémiai tulajdonságai megváltoznak.

A lejtősségi viszonyok megváltozásával hirtelen megnő a terület eróziós hatásokkal szembeni kiszolgáltatottsága. A szakadással, a csuszamlási halmok területén, a csuszamlás nyelvének előterében, illetve a csuszamlási breccsa területén nagy kiterjedésű meredek felszínnek alakulnak ki.

A felszínborítottság megváltozik, megnövekedik a csupasz felületek részaránya, a megváltozott lejtősség miatt a növénytakasok átalakulnak. A szakadással, illetve a lecsúszott tömegek homlokzatán, főleg a délies kitérés tápanyagokban szegény oldalakon idővel szárazságtűrő satnya, előbb füves majd aprócserjés növényzet telepszik meg. A lecsúszott halmok háttérében viszont általában lefolyástalan medencék alakulnak ki, melyekben hosszabb-rövidebb ideig tavak (hepetavak) jönnek létre. A nedvességtöbblet a növényzetre is hatással van. Ezeken a területeken hidrofil növényzet telepszik meg. Aszályos időszakokban ezek elmocsarasodnak, kiszáradhatnak, esetenként, ha a csapadékviszonyok azt megengedik, el is láposodhatnak.

A suvadás által érintett felszín szakadással-környéki területei, az elcsúszott és felszabdalt lejtőtömegei hosszú ideig növénytermesztésre használhatatlanná válnak. Időközönként, amint az a nyárádselyei suvadás esetében is történt, ezeken

a területeken megtelepedett szegényes növényzetet legeltetik, a hepetavakban vagy ezek helyén szemetet tárolnak.

A csuszamlás testének középső része és a csuszamlásnyelv, ha nem is tagolódik fel látványosan, mégis belső szerkezetében károsodást szenved, tömege elkülönül a környezetétől főleg a peremi részein (de nem csak itt) felerősödik a lineáris erózió hatása. A fellazult szerkezet, és a szemcsék közti megváltozott kohéziós viszonyok következtében a csuszamlás teljes felszínének csökken a védettsége a felszíni lemosás hatásával szemben.

A nyárádselyei suvadás esetében a mezőgazdasági károk jóval kisebbek, mint a nyárádmagyarósi suvadásnál. Az elcsúszott lejtőtömeg 6,1 ha területet tett végérvényesen használhatatlanná, további 11 ha terület szenvedett részleges károsodást. Ezen a 11 ha-nyi területen a talajok minőségében történt károsodás, művelésük a jövőben nehézkes, nagyobb anyagi ráfordítással lehetséges. Meg kell említenünk, hogy a fent említett területméretek az aktuális helyzetet mutatják. A nyárádselyei suvadást nem tekintjük teljes mértékben stabilizálódott suvadásnak, véleményünk szerint a közeljövőben, különböző feltételek jelenlétében, újra aktiválódhat a mozgás, így a véglegesen használhatatlan területek aránya valószínűleg nőni fog.

A nyárádselyei suvadás következményei többszörösen érintették a település lakóit. A használhatatlanná vált termőterületek mellett jelentős károk keletkeztek az emberi létesítményekben is. Több lakóház, gazdasági épület és egyéb létesítmény szenvedett károsodást.

4.4. A Nyárádmagyarósi-medence suvadásformái kialakulását elősegítő tényezők

4.4.1. A suvadást előkészítő klimatikus tényezők

A suvadás kialakulásának időbeli veszélyeztetettsége a klimatikus feltételek változásaitól függ. A klimatikus feltételek szerepét, különösképpen a csapadékviszonyok és a csuszamlások kialakulása közötti összefüggést számos tanulmány taglalja: (POLEMIO ÉS SDAO, 1999; DAI ÉS LEE, 2001; CHLEBORAD ET ALL 2006; ALCÁNTARA-AYALA, 2004; COE ET AL., 2004; ZEZERE ET AL., 2005; GIANNACCHINI, 2006; JAKOB ET AL., 2006). Míg egyesek ezek közül specifikus eseteket írnak le, mások statisztikai összefüggéseket igyekeznek megfogalmazni korrelációs modellek, vagy csapadékmennyiségen alapuló előrejelző modellek előállítására érdekében.

A földcsuszamlások, mint nedvességfüggő gravitációs folyamatok kialakulásában a klimatikus tényezők közül a csapadékoknak (mennyiség, ismétlődés) van a legnagyobb szerepük.

UJVÁRI J. ÉS BUZ V. (1973) javasolják a „közettani túlnedvesedés” fogalmát a lejtők gravitációs mozgásszámításaiba.

A litológiai túlnedvesedés időszakában a talajtakaró, néhol a pannon kori anyakőzet egy bizonyos része is, de leginkább csak a pleisztocén lejtőüledék gravitációs víztartalékkal rendelkeznek. A felhalmozott víztartalom meghaladja tehát a kőzetek vízmegtartó képességét.

Abban az esetben, ha az átázás időszaka meghaladja a víz talajvízszintig, illetve szuprafreatikus szintig történő beszivárgására, illetve biológiai hasznosítására szükséges időt, akkor megszűnik az aerációs szint, és létrejön az ú.n. túlnedvesedés állapota. Ebben az állapotban a talajban, különböző fizikai, ill. kémiai folyamatok játszódnak le: negatív töltéstöbblet jelenik meg a részecskék felszínén, a részecskék közti kohézió és belső súrlódási erő csökken, az agyagok plasztikussá válnak stb. Mindezen változások csökkentik az anyagok belső nyírószilárdságát a száraz állapothoz viszonyítva.

Amikor a belső kohézió, illetve nyírószilárdsági érték a nullához közelít, akkor bármilyen külső sokkhatás kiválthatja a tömegek elmozdulását.

Feltehetően a nedves, bő csapadékos interglaciális és interstadiális időszakokban különlegesen jó feltételek voltak a földcsuszamlások kialakulására. Ezeknek megfelelően az agyagos, elsősorban a nagy lejtőszöggel rendelkező felszíneken számos kisebb-nagyobb méretű csuszamlás alakult ki, melyek megbontották az eredeti felszín szimmetriáját. Ezen csuszamlások megnyilvánulása elsősorban az aktív tektonikus területek és dóm szerkezetek meredek, délies vagy nyugatias lejtőin volt jelentős.

A földcsuszamlások kialakulása nem kizárólagosan a hosszas esőzések időszakához köthető. Bármikor kialakulhatnak, ha a lejtőtömegek belső kohéziója, nyírási szilárdsága meggyengül. Ez az állapot egy hosszú száraz időszakot követően egyetlen nagyon intenzív torrenciális eső alkalmával is kialakulhat. Ezekben az esetekben viszont csak felszínes csuszamlások jönnek létre.

A mélyfészki csuszamlások egy hosszú aszályos időszakot követően, vagy egy, esetenként, több aszályos év után hosszabb bő csapadékos időszak, vagy nagy mennyiségű hó elolvadásának időszaka, illetve e kettő egybeesése során történő túlnedvesedés során alakulnak ki.

Az aszályos időszakokban a magas duzzadóagyag-tartalmú talajokban nagyméretű repedések képződnek, melyek lehetővé teszik a csapadék mélybe való szivárgását.

A fenti kijelentések megegyeznek Újvári és Buz (1973) véleményével miszerint „földcsuszamlások és omlások folyamatai jellemzőbbek és nagyobb méretűek azokon a területeken, amelyeken a túlnedvesedés amplitúdója magas. Azok a lejtők, amelyek állandós jelleggel (elméleti-) túlnedvesedett állapotban vannak, hamarabb eléri a relatív (helyi erózióbázishoz viszonyított) egyensúlyi állapotot, mint azok, melyek csak időszakosan nedvesednek túl, ahol a belső kritikus súrlódási szög csak időközönként alakul ki, a túlnedvesedés mélysége függvényében.”

Kutatási területünk tágabb környezetében, 1900 – 2000 közti időszakra vonatkoztatva, írásos dokumentumok, csapadékatatok és a helybeliek elmondásai

alapján meghatároztuk azokat az időszakokat, amelyekben nagyméretű, vagy nagy földterületeket érintő csuszamlások jöttek létre: 1912-1913, 1922, 1939, 1941, 1943-1944, 1970, 1975, 1980, 1999. A leírások alapján a csuszamlások zöme március-május, június-július vagy szeptember hónapokban alakult ki.

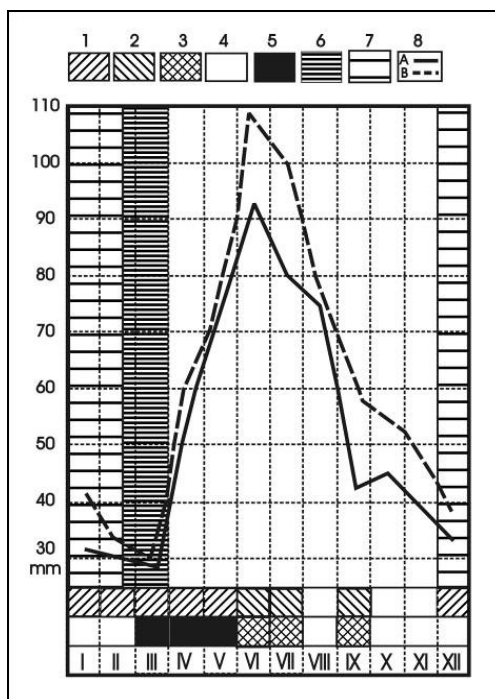
A március-május időszakban kialakuló csuszamlások a tavaszi hóolvadással egybeeső bő tavaszi esőzésekkel hozhatók összefüggésbe.

A június-július időszak, illetve a szeptember hónap csuszamlásai egy hosszú aszályos időszakot követő bő, torrenciális esőzés alkalmával alakulnak ki, mint ahogy az 1944 június 6-án is történt, amikor egyetlen nap alatt 198,6 mm, az illető hónapban pedig 457 mm eső esett, vagy csapadékos évek hosszan tartó intenzív esőzései alkalmával. A legtipikusabb eset az 1972-es év, amikor a területünk környezetében lévő mérőállomásokon mind 1000 mm körüli csapadéértékeket mértek: 987 mm Marosvásárhelyen, 1213 Erdőszentgyörgyön, 1334 mm a szomszédos Etédi-medencében. A legcsapadékosabb hónap ebben az évben a szeptember volt (248 mm Marosvásárhely, 268 mm Erdőszentgyörgy és 285 mm Etéd), ekkor alakultak ki a legnagyobb méretű recens lejtős tömegmozgások vidékünkön.

Bár Újvári és Buz szerzőpár a fent idézett munkájukban nem említik a június-július, illetve szeptember hónapokban előfordulható ideiglenes túlnedvesedés lehetőségét, megfigyeléseink alapján mégis kijelenthetjük, hogy ilyen körülmények a nagyfokú evapotranspiráció ellenére is ezekben a hónapokban igenis létrejöhetnek.

A december-február időszakban létrejövő litológiai túlnedvesedés Újvári és Buz (1973) szerint nem befolyásolja a földcsuszamlások létrejöttét. Ez az időszak a szoliflukciós jelenségek létrejöttének kedvez.

A nagyméretű suvadások létrejöttének periódusa, a csapadékadatok, a hóolvadás periódusa és a kőzetek túlnedvesedési időszakának ismeretében elkészítettük a csuszamlások kialakulási veszélyének grafikonját (24. ábra).



25. ábra. a suvadások kialakulásának szempontjából veszélyes időszakok és a veszélyeztetettség fokának grafikonja: 1 – a litológiai túlnedvesedés időszaka, 2 – véletlenszerű, ideiglenes túlnedvesedés időszaka, 3 - a lejtők közepes mobilitási hajlamának időszaka, 4- a lejtők maximális stabilitásának időszaka, **5 - a lejtők legnagyobb mobilitási hajlamának időszaka**, 6 – a hótakaró végleges elolvadásának időszaka, 7 – a hótakaró ismétlődő olvadási periódusa, 8 – átlagos csapadékmennyiségek: A-Marosvásárhelyen és B - Nyárádmagyaróson (szerk. a szerző)

A nyárádselyei suvadás kapcsán lehetőségünk volt reális, megbízható adatok alapján értékelni a lejtőmozgást megelőző időszak hőmérséklet - és csapadékviszonyait, magyarázatot keresve a csuszamlás kiváltódásának előfeltételeire.

A nyárádselyei suvadás 1999 tavaszán keletkezett, ezért az 1999-es év hőmérséklet- és csapadékértékeit összehasonlítottuk a megelőző két év értékeivel, hogy felismerjük azokat az eltéréseket, amelyek befolyásolhatták a suvadás kialakulását.

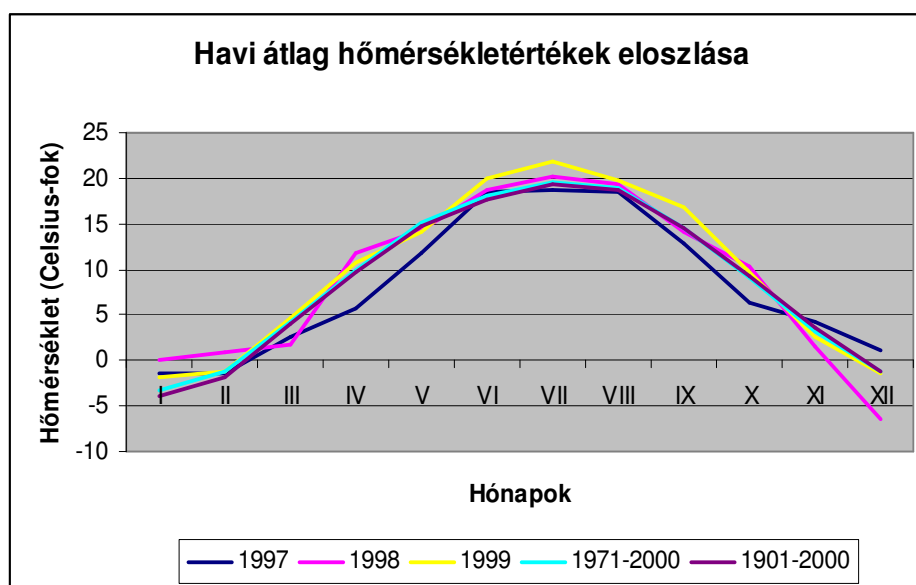
Az átlaghőmérséklet évi eloszlását tartalmazó adatsorból (15. táblázat) és az ezt ábrázoló grafikonról (26. ábra) kiderül, hogy 1999-ben márciustól kezdődően magas pozitív havi átlaghőmérséklet jellemezte területünket, amely korai hóolvadást eredményezett.

15.táblázat. Az átlaghőmérséklet évi eloszlása 1997, 1998, 1999 években

Hónapok	1997	1998	1999	Sokéves átlag (1971-2000)	Sokéves átlag (1901-2000)
Január	-1,4	0,13	-1,8	-3,3	-4,0
Február	-1,5	0,9	-1,3	-1,2	-1,8
Március	2,6	1,8	4,6	4,3	4,0
Április	5,7	11,7	10,8	9,9	9,7
Május	11,7	14,4	14,2	15,2	14,8
Június	18,4	18,8	20,0	18,1	17,7
Július	18,7	20,1	21,8	19,5	19,4
Augusztus	18,4	19,3	19,8	19,0	18,8
Szeptember	12,9	14,1	16,8	14,6	14,6
Október	6,4	10,4	9,8	9,0	9,2
November	4,3	1,6	2,6	3,1	3,7
December	1,1	-6,4	-1,5	-1,3	-1,3

Dél-Erdélyi Regionális Meteorológiai Központ, Marosvásárhelyi Meteorológiai Állomás adatai alapján.

Az átlagosnál nagyobb mennyiségű hó gyors elolvadása és a hosszantartó bő tavaszi esőzések képezhették a suvadás egy előkészítő szakaszát.



26. ábra. A havi átlaghőmérsékletek eloszlása az év folyamán 1997, 1998, 1999 évekre (szerk. a szerző)

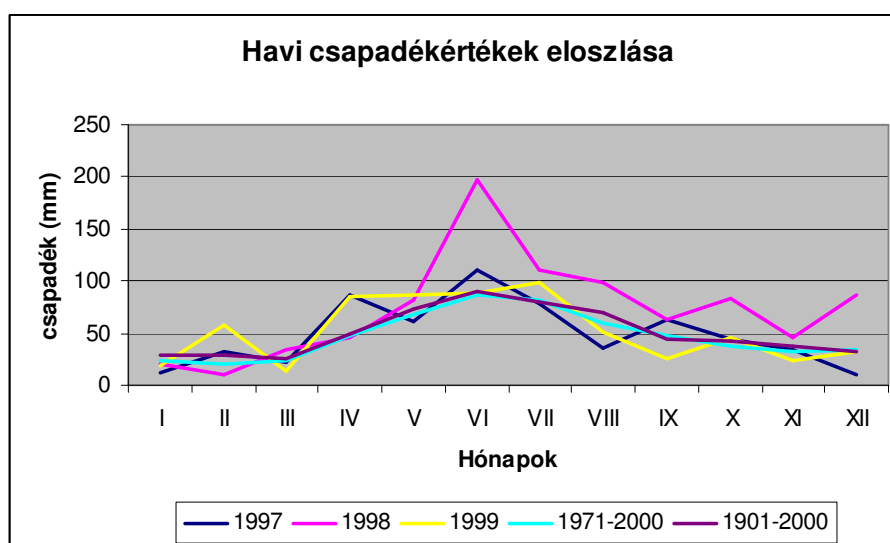
Az évi csapadékértékeket összefoglaló táblázatban (16. táblázat) és az ezt ábrázoló grafikonon (27. ábra), összehasonlítottuk az 1999-es év, a térségre

vonatkozó csapadékmennyiségeit, az ezt megelőző két év csapadékmennyiségeivel. Ebből az összehasonlításból kiderül, hogy 1999-ben, bár nem esett rekord mennyiségű csapadék (mint például 1998 júniusában), de áprilistól-júliusig minden hónapban meghaladta a 84 mm/m²-t, ami a mi térségünkben nagy csapadékmennyiséget jelent.

16. táblázat. 1997, 1998, 1999 évek havi átlagszapadékai Marosvásárhelyen

Hónapok	1997	1998	1999	Sokévi átlag (1971-2000)	Sokévi átlag (1901-2000)
Január	11,4	20,8	18,2	23,9	28,4
Február	32,3	10,9	58,4	21,0	28,7
Március	22,2	34,2	14,1	23,3	26,3
Április	87,3	45,7	84,7	48,2	49,0
Május	61,6	82,0	87,4	67,5	73,8
Június	110,3	197,9	89,2	86,8	90,0
Július	79,0	111,0	99,0	82,2	80,0
Augusztus	36,2	98,5	50,4	59,1	69,7
Szeptember	63,4	62,6	25,1	48,4	43,7
Október	43,9	83,3	45,3	37,9	41,7
November	34,3	45,7	24,2	31,7	36,7
December	9,9	86,1	32,1	33,6	32,5
Összcsapadék	591,8	878,7	628,1	563,6	600,5

Dél-Erdélyi Regionális Meteorológiai Központ,
Marosvásárhelyi Meteorológiai Állomás adatai alapján.



27. ábra. Az átlagos havi csapadékmennyiségek eloszlása 1997, 1998, 1999 években Marosvásárhelyen

1998 májusától kezdődően egy csapadékban igen gazdag időszak vette kezdetét. Május-október között, majd decemberben is a csapadékmennyiség meghaladta a térségünkre jellemző sokévi átlagot (17. táblázat). A különbség egyes hónapok esetében 40-50, sőt júniusban 120 mm/m². Az 1998-as év második fele tehát csapadéktöbblettel jellemezhető.

17. táblázat. Az 1998 év szezonális átlagcsapadékának összehasonlítása a sokévi átlaggal (Marosvásárhely)

Hónapok	Sokévi átlag/mm	1998 évi átlag (mm)	Eltérés/mm
VI.-XII.	408.5	685.1	+ 276.6
IX.-XII.	159.4	267.7	+108.3

Dél-Erdélyi Regionális Meteorológiai Központ, Marosvásárhelyi Meteorológiai Állomás adatai alapján.

A talajban felhalmozódott vízmennyiség az őszi alacsony hőmérséklet miatt képtelen volt elpárologni, télen megfagyott, majd tavasszal felolvadva növelte a lejtő súlyát, egyben a suvadás létrejöttét is előkészítette. Ez a megállapítás arra utal, hogy a lejtőknek volt elegendő idejük és csapadékmennyiségük az alapos átázásra, ami lehetővé tette a suvadás létrejöttét.

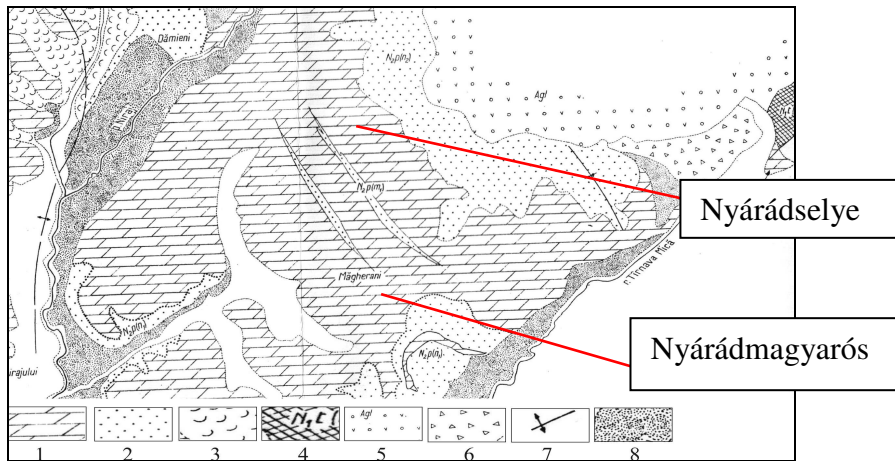
1999 februárjában nagy mennyiségű szilárd csapadék hullott, ami tovább növelhette a lejtő súlyát, és hóolvadáskor hozzájárulhatott a felszín alaposabb átázásához.

4.4.2. A földtani, talajtani és domborzati tényezők szerepe a csuszamlások létrejöttében

A Nyárádmagyarósi-medence geomorfológiailag jól elkülöníthető kistáj. Belső részét, a 350-400 m magas medencealjat ÉNy-on és Ny-on egy 500 m fölé emelkedő hegykoszorú határolja el a Nyárad-patak völgyétől, délen és délkeleten pedig a Kisküküllő-patak völgyétől. Északkeleten és keleten a Bekecs-hegy (1079 m) jelenti a határt. A Bekecs-hegy oldaláról lefutó patakok a monoklinális pannon rétegeket csapás irányában feltárták, és a réteglapon való lecsúszással aszimmetrikus völgyeket dolgoztak ki.

A lejtőkön létrejövő árkok, vízmosások évszázadokon, évezredekken keresztül fejlődtek, míg széles völgyek alakultak ki belőlük. Ezek a folyamatok most is tartanak, csak egy olyan tájegységben, ahol az 5%-nál meredekebb lejtők részaránya a teljes felszín mintegy 90%-át teszi ki, a jelenlegi lejtőfolyamatok mélyen rányomják bélyegüket a területhasznosításra, főképp a mezőgazdasági tevékenység szempontjából.

A Nyárádmagyarósi-medencét, a pannon korú rétegek felépítésében szereplő több agyag- és márgaszint következtében nem tekinthetjük geomorfológiailag stabil térségnek (28. ábra, 18. táblázat).



28. ábra. A térség geológiai térképe. Pannon üledékek települése: (1) felső márga (2) alsó homok, (3) terasz-homok/kavics (4) sóbreccsa (5) homokkő (6) andezites konglomerátum (7) antiklinális (8) meder- homok/kavics (Román Geológiai Társaság 1.200000 térképlapja alapján)

18. táblázat. A vizsgált terület geológiai rétegsora (szerk. a szerző)

Korok		Rétegsorok	
Pliocén		Leerodálódott aktuális eróziós felszín (helyenként 1-5 méter pleisztocén lejtőüledék)	
Pannon		konglomerátum homok agyag márga	
Szarmata	Besszarábiai	homok agyag márga	+++ tufa +++ szintek +++
	Volhíniai		
Bádeni	Felső	márgák és agyagok	
	Középső	sóréteg	
	Alsó	Dési Tufa	

Felső márga
Felső homok
Márga-homok
Alsó homokok
Agyagok-márgák
Báznai Tufa

A vidékre geológiai szempontból a felső neogén rétegsor jellemző. Ennek a rétegsornak az első emeletét alkotják a Bádeni üledékek. A Középső Bádenben alakult ki az a sóréteg, amely ma a medence teljes térszíne alatt mintegy 800 méter vastag takarót alkot. Ugyancsak a Bádenben rakódtak le azok a márgák és agyagok, amelyek ma a Báden felső emeletét képezik.

A felső neogén második emeletét a szarmata üledékek képviselik, melyeket különböző vastagságú tufaszintek közé beékelődött homokos, márgás, agyagos szintek alkotják.

A pannonra (s.str.) jellemző rétegek az agyagos, radiolariás és spiralisos márgás, homokos rétegek, valamint konglomerátumok, melyek mélységi, féledés környezetben rakódtak le. Vidékünkön a pannon felső része már leerdődött és ez képezi az aktuális eróziós felszínt. Erre rakódnak azok a piroklasztizok és lávaszintek, melyek már a pannonban elkezdődött explozív majd effuzív vulkanizmus termék

A felső márgás szintet (Szováta –Parajd - Koronka antiklinálistól nyugatra elhelyezkedő szinklinálisra jellemző) kb. 220 m vastag sötétszürke, tömör, vegyes szemcsézettségű márgaszintek alkotják. Ezek közé vékonypados, finom szemcsézettségű homokrétegek és milliméteres vastagságú homokkő-szintek települtek.

A felső homokszintet szürkés-sárgás kis szemcsézettségű rétegek alkotják, melyek közé vékony márgarétegek és homokkő rétegek ékelődtek be.

A márga- homok szint esetében méteres márga- és homokrétegek váltakozását és ezekbe beékelődött cm-es vastagságú andezites tufaszinteket értjük.

Amint a fentiekből észrevehettük, a terület földtanilag predestinált suvadás típusú tömegmozgások kialakulására a következő tulajdonságai miatt.

- Az agyagos vagy agyagos-márgás ágyazati kőzetek lapszerűen rétegzettek. Ezek repedezettsége és fellazult belső szerkezete (a réteglapok közti rétegsíkok felülete egy alacsony ellenállású felszínt képez) elősegíti a csapadékvíz mélyebb szintekbe való szivárgását.

- A lejtőket alkotó kőzetekre települt vastagpados lejtőüledékek lejtőszög- és kőzettani diszkordanciát hoznak létre, mely jelentős szerepet játszik a csuszamlásos folyamatok kialakulásában.

A térség földtani viszonyai befolyásolják a domborzat jellegét és időbeli alakulását, meghatározzák a lejtősségi viszonyokat, a lejtők meredekségét, kitérttségét, alakját, stb., és ezáltal befolyásolják az egyes felszínek lejtős tömegmozgások kialakulására való hajlamát.

4.4.2.1. A talajtani tényezők szerepe a suvadások létrejöttében

A földtani viszonyok befolyásolják a talajok fizikai-kémiai tulajdonságait is. A talajok szemcseösszetétele, ezen belül az agyagtartalom mennyisége, valamint a talajok kémhatása a talajképző üledékes kőzetek (suvadások szempontjából meghatározó) tulajdonságait tükrözik.

A talajok szemcseösszetételét vizsgálva megállapíthatjuk, hogy talajaink az agyagos vályog – vályog – vályogos agyag textúra-csoportokba sorolhatók (19. táblázat).

19. táblázat. Nyárárdmagyarósi-medence talajtípusai és szelvényleírásuk a szemcseösszetétel szempontjából

Nr	Talajtípus	Talajszint	Mintavétel mélysége /cm	Szemcseösszetétel			
				Durva homok 2,0-0,2 mm	Finom homok 0,2- 0,02 mm	Vályog 0,02- 0,002 mm	Agyag < 0.002 mm
1	Enyhén podzolos, enyhén hidromorf barna erdőtálatj (Stagnic Luvisols)	Aa1	0-25	3,2	31,9	34,0	30,9
		Aa2	25-40	2,9	34,4	33,9	28,8
		Bt(B)g	45-55	4,3	27,4	31,0	36,2
		Btg	80-100	2,7	23,2	30,2	43,8
		Btg2	130-180	3,8	19,4	24,2	52,6
2	Savanyú barna erdőtalaj Distric Cambisols	A	5-30	6,0	40,6	29,7	24,6
		(B)	40-100	7,8	34,2	22,7	35,2
3	Mélyen karbonátos lejtőüledék talaj (Colluvic Calcaric Fluvisols)	Aa	0-20	4,4	36,5	32,4	26,8
		A'	20-35	5,8	36,2	29,5	28,4
		A''	50-80	5,0	33,2	27,9	33,7
4	Közepesen humuszos, karbonátos, kevert szelvényű lejtőüledék talaj (Colluvic Humic Calcaric Fluvisols With mixed horizons)	A	0-25	8,0	26,2	28,1	37,5
		AD	30-40	1,2	24,4	36,0	38,5
		D	70-100	0,4	20,6	38,4	40,8
5	Karbonátos rétláp talaj (Calcaric Gleysols)	A(Go)	5-15	3,1	18,2	28,7	50,0
		A(Gr)	20-40	5,9	15,0	29,5	49,6
		D(Gr)	80-90	1,3	19,8	27,4	51,5
6	Fekete hidromorf	Aa	5-20	3,4	24,7	29,2	42,7

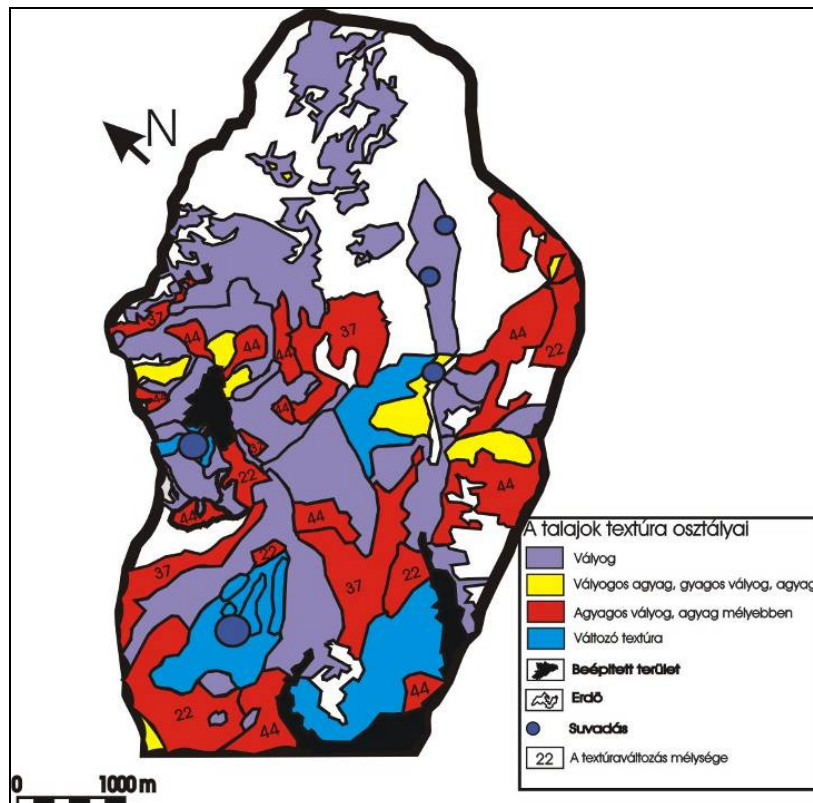
Nr	Talajtypus	Talajszint	Mintavétel mélysége /cm	Szemcseösszetétel			
				Durva homok 2,0-0,2 mm	Finom homok 0,2- 0,02 mm	Vályog 0,02- 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
	lejtőtáaj (Stagnic Gleyic Faeoziems)	A'	35-55	0,6	21,9	32,0	45,5
		Bg	65-90	1,3	24,5	30,0	44,4
		CBg	130-160	2,6	33,0	32,2	32,2
7	B szintig erodált földes kopár Stagnic Regosol	Ba	0-18	13,1	52,2	14,3	20,4
		B	20-40	6,9	40,5	21,6	31,0
8	Karbonátos, csuszamlások által erodált földes kopár Calcaric regosol Affected by landslides	C	0-22	3,1	28,3	31,3	37,3
		D	30-60	0,4	40,1	26,6	32,9
9	Soil complexes: -30 % kevert szelvényű lejtőüledék talaj (Colluvic Calcaric Fluvisols With mixed horizons) - 35% B szintig erodált földes kopár (Stagnic Regosol) - 35% Karbonátos, csuszamlások által erodált földes kopár (Calcaric regosol affected by landslides)	A 11., 20. és 21. talajtypusok váltakozása					

A suvadásos területek peremvidékén a helybenmaradt lejtőtömegek már a felszíntől kezdődően, vagy a mélység irányában változó finom textúrájúak, agyag,- vályogos agyag szemcseméret jellemzi őket.

A medence területén a talajképző kőzet agyagmárga, jelentős mennyiségű szénsavas meszet tartalmazó agyag. Mind a mállott, mind a mállatlan kőzetben a hidratált csillámok, legfőképpen duzzadó illit-montmorillonit, beydellit típusú agyagásványok vannak túlsúlyban az aktív agyagfrakciók (< 0,002 mm) összetételében (Jakab, S. 1981). Az agyagok ismétlődő duzzadása (nedves időszakokban), illetve zsugorodása (száraz időszakokban) előkészíti a talajokat a lejtőn való elcsúszásra.

A térség talajainak felépítésében szereplő agyagbemosódásos B(t) szintek rossz vízgazdálkodást eredményeznek. Ennek következtében a talajok jelentős hányadában (43%-ban) pszeudoglejesedés, glejesedés figyelhető meg. A barna erdőtáajok hidromorf jellege, valamint a fekete hidromorf lejtőtáajok jelenléte a

talajképző kőzet tulajdonságainak megnyilvánulása. E talajok lassan vezetik a vizet, nagy a holtvíztartalmuk. Késő tavaszig a talajban a felszínnel párhuzamosan szivárgó vízzel való telítettség jellemzi őket. Csapadéktöbblettel rendelkező hideg évszak után bekövetkező hóolvadás és a tavaszi esőzések mind fokozzák suvadásgeneráló tulajdonságaikat.



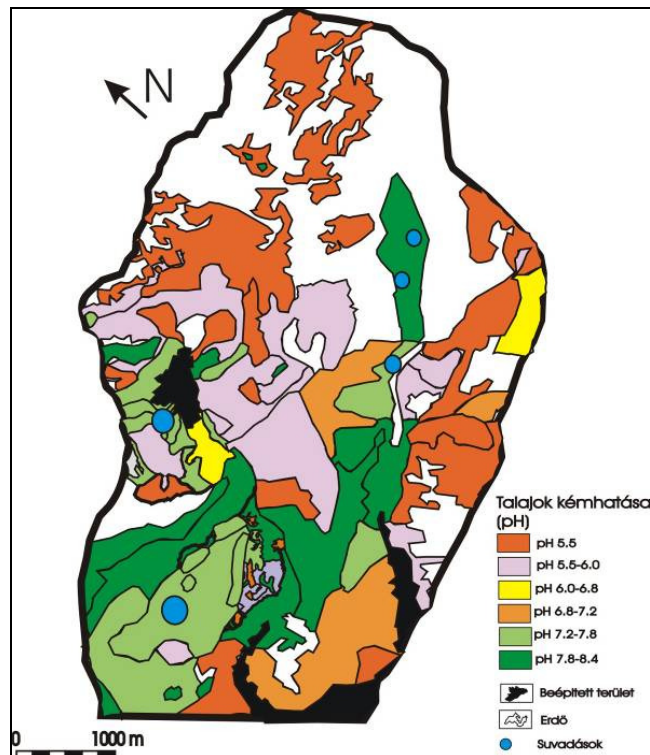
29. ábra. A Nyárád-magyarósi-medence talajainak textúrája (Az erdővel borított területek talajait nem vizsgáltuk) (szerk. a szerző)

A suvadások területén a szemcseméret-eloszlás meghatározása időnként nehézkes, a talajszintek keveredése miatt. Az erőteljes felszabdaltság fokozza a felszíni lemosást, a meredek pozitív formák aljában, szabálytalan elrendeződésben halmozódnak fel a felszínről lemosott, különböző szemcsézettségű anyagok. Ilyen esetekben kisméretű felszínen is annyira változatos a szemcseméret-eloszlás, hogy lehetetlen ezeket nagy részletességű térképen ábrázolni. Ezeket a felszíneket kevert textúrájú térségekként tüntettük fel.

A talajok laboratóriumi vizsgálata során a következőket tapasztaltuk.

- A talajképző kőzet felépítésében a vasoxidok kis mennyiségben vannak jelen, ezért a szemcsék közti cementálódás viszonylag kis mértékű.

- A kalcium-karbonát jelentős mennyiségű jelenléte (5-18 %), magas pH értéket eredményez (7,2 -8,4). A térség talajai jelentős hányadának (kb. 60 %) kémhatása ennek következtében semleges vagy bázikus (30.ábra).



30. ábra. A Nyárád-magyarósi-medence talajainak kémhatása (Az erdővel borított területek talajait nem vizsgáltuk) (szerk. a szerző)

A talajok kémhatása és a suvadások elterjedése között szoros a kapcsolat. Lényegében minden suvadás bázikus talajok területén alakult ki.

A kalcium-karbonát jelentősége a lejtős tömegmozgásokban különösen a déli, délnyugati és nyugati kiettségű lejtőkön fontos, ahol a legtöbb esetben már a felszínen vagy felszínközélen jelen van. Ezeken a napsütötte lejtőkön erős a besugárzás, gyakoriak a hosszú aszályos időszakok, különösen júliusban és augusztusban, amikor a talaj biológiai aktivitása nagy mértékben lecsökken. Ebben az esetben a talajlevegő CO_2 -tartalma közel azonos a légkörivel, tehát sokkal alacsonyabb, mint azokban a talajokban, amelyeket nagyfokú biológiai aktivitás jellemez. Egy ilyen aszályos időszak után egy torrencionális esőzés alkalmával a talaj nagyon gyorsan átnedvesedik, a CaCO_3 -tartalom és talajnedvesség egyensúlya hirtelen megbomlik, míg az alacsony CO_2 -tartam továbbra is fennmarad.

Ezek a feltételek a talajnedvesség kémhatásának emelkedését okozzák, aminek következtében az agyagrészecskék éleik mentén fölös negatív töltésre

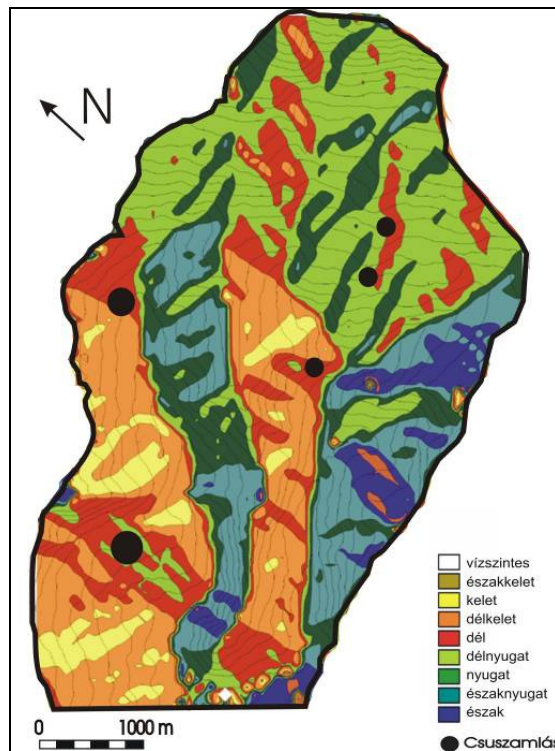
tesznek szert, majd disszociálnak, és taszítani kezdik egymást. (SCHUYLENBORGH, 1972 in JAKAB, 1983).

Ez az állapot általában rövid ideig, esetenként talán csak néhány óráig tart. Ha ez a viszonylag rövid időszak egybeesik egy csuszamlást kiváltó tényező jelenlétével (mint pl. a lejtő túlterhelése), lejátszódhat a földcsuszamlás. Ez az egybeesés egy évtized alatt akár többször is bekövetkezhet.

A fent vázoltak alapján megállapíthatjuk, hogy csupán a kőzetek belsejében lejátszódó kémiai folyamatok során is létrejöhetnek alacsony nyírószilárdságú, illetve csökkent kohézióval jellemezhető erőviszonyok, melyek suvadások kialakulásához vezetnek.

4.4.2.2. A domborzat szerepe a suvadások létrejöttében

A továbbiakban azt vizsgáljuk, hogy milyen szerepe van a lejtők kitértségének és meredekségének a suvadások létrejöttében. A Nyárádmagyarósi-medence területén mind a korábbi, mind a napjainkban létrejött csuszamlások a dél-délnyugati kitértségű lejtőkön mentek végbe.

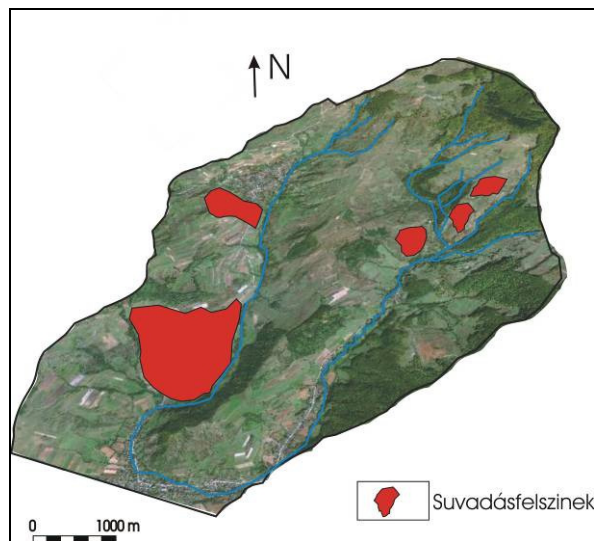


31. ábra. A Nyárádmagyarósi-medence lejtőkitértség térképe (szerk. a szerző)

Ez a tény egyrészt a geológiai rétegek irányítottságával, a monoklinális pannon üledéket csapás irányba feltáró völgyhálózat irányítottságával magyarázható.

A jellegzetes, nagyméretű “koporsókat” létrehozó suvadások általában a hangsúlyozottan aszimmetrikus völgyek obszekvens lejtői mentén jönnek létre. A területen egyébként általános a kuesztás jellegű felszínforma-típus, a vízszintes lerakódású rétegeknek az Erdélyi-medence központja felé történt megdőlése következtében.

Területünk a nyárádszeredai gázdóm keleti- északkeleti szárnyán foglal helyet. A rétegek dőlése átlag 9-11°, északkeleti irányú, s a térszínnek is nagyjából ezzel megegyező a lejtési iránya és lejtésszöge. A suvadások a rétegek dőlésirányát metsző patakok folyásirányát követik, minden esetben ezek mentén alakulnak ki.



32. ábra. A suvadásos területek elhelyezkedése a Nyáradmagyarósi- medence területén (szerk. a szerző)

Megfigyeléseink alapján elmondhatjuk, hogy a Nyáradmagyarósi-medencét ÉK-DNy irányba átszelő patakok jobb oldali lejtőit képező vastag rétegekbe települt lejtőüledék teszi alkalmassá e lejtőket a suvadásos lejtőmozgások kialakulására. A patakmedrek fokozatos mélyülésével az átázott vastag lejtőüledék elveszíti stabilitását, és a völgy irányába csúszik. Ezeket a helyeket a suvadások létrejötte szempontjából a terület érzékenységi pontjainak tartjuk.

Másrészt pedig, a kitettség által befolyásolt klimatikus tényezők változása is befolyásolhatja a suvadások létrejöttét.

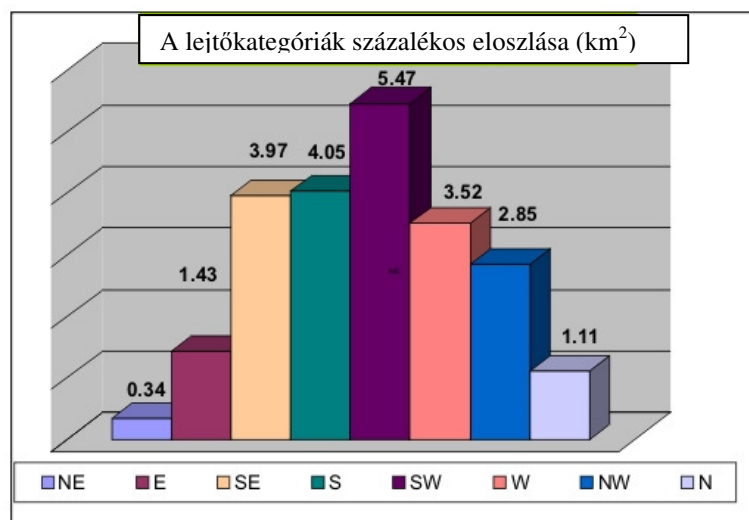
A fentiekben említettük, hogy a délies kitettségű lejtők besugárzás-értékének, a talajbiológiai aktivitás periódusainak, illetve a talajnedvesség kémhatásának nagy szerepe van a csökkent nyírószilárdságú, illetve kohéziós erőviszonyok létrejöttében, melyek suvadások kialakulásához vezetnek.

A felsoroltak alapján, a vizsgált térség területén a délies kitétségű lejtőket tekintjük csuszamlás-veszélyeztetettnek.

A kitétség-kategóriákat tartalmazó táblázatból (20. táblázat) és az ezt ábrázoló grafikonból (33. ábra) kitűnik, hogy a délies lejtők kitétségű területek részaránya a legnagyobb a vizsgált területen. Tehát a kitétség szempontjából a suvadásra hajlamos lejtők részaránya az összterület 58,19%-a.

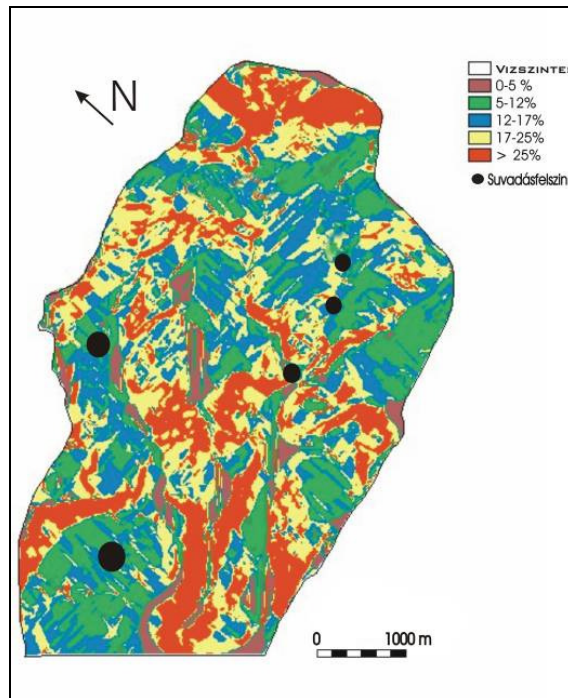
20. táblázat. A kitétségi kategóriák területi eloszlása
(szerk. a szerző)

Kitétség kategóriák	Terület (km ²)	Összterület %	Csuszamlások száma	Csuszamlások összterülete
NE	0,34	1,46	0	-
E	1,43	6,16	1	4,9 ha
SE	3,97	17,11	2	8,2 ha
S	4,50	19,40	3	141 ha
SW	5,47	23,58	3	15,8 ha
W	3,52	15,17	0	-
NW	2,85	12,28	0	-
N	1,11	4,78	0	-



33. ábra. A lejtőkitétségi értékek területi eloszlása
(szerk. a szerző)

A lejtőkategória-térkép (34. ábra) alapján megállapítható, hogy a suvadások az 5-12%-os és a 12-17 %-os lejtőmeredekségi kategóriánál alakultak ki.



34. ábra: A Nyárádmagyarósi-medence lejtőkategória-térképe (szerk. a szerző)

Ez alapján valószínűsíthető, hogy az adott földtani viszonyok között ez a lejtőkategória kedvez a tömegmozgások kialakulásának.

A lankásabb felszínre, lejtőtálapakra esett csapadék nagyobb hányada a mélyebb rétegek irányába szivárog, átítva azokat. A vízvásztók szomszédságában fekvő, meredekebb felszínre esett csapadék nagyobb része a felszínen folyik le az alacsonyabban fekvő területek irányába.

A 21. táblázatból kitűnik, hogy az 5-17%-os lejtők, melyek a legveszélyeztetettebbek a suvadások kialakulása szempontjából, nagy arányban vannak jelen területünkön (10,87 km², 46,67%).

21. táblázat. Lejtőszög-kategóriák területi eloszlása (szerk. a szerző)

Lejtőszög-kategóriák	Terület/km ²	Az összterület (%)	Suvadások száma	A suvadások összterülete
0-5%	1,05	4,52	-	-
5-12%	5,14	22,17	3	154,0 ha
12-17%	5,73	21,71		
17-22%	6,08	26,22	2	15,9 ha
22-25%	5,17	22,30	-	-

A Nyárádmagyarósi-medence területén 169,9 ha-nyi terület érintett suvadás típusú lejtőmozgások által.

A suvadások ellen való védekezés legegyszerűbb módja, ha kijelöljük azokat a területeket, ahol nagy a valószínűsége egy tömegmozgás kialakulásának, és ezeket a területeket építkezésre alkalmatlannak, mezőgazdasági művelés szempontjából erózióveszélyeztetettnek nyilvánítjuk.

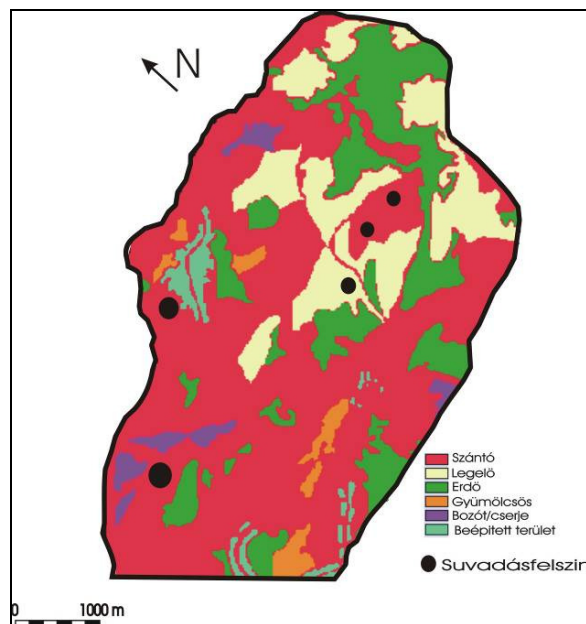
Olyan vidékek esetében, amelyeken az emberek mezőgazdasági termeléssel biztosítják megélhetésüket, a lejtős tömegmozgások által érintett területek és a tömegmozgásokra hajlamos területek számbavétele nagyon fontos.

Az általunk vizsgált területen a potenciálisan veszélyeztetett felszíneket domborzatmodell felhasználásával az IDRISI 32 térinformatikai program segítségével próbáltuk elhatárolni.

4.4.2.3. A növényzet szerepe a suvadások létrejöttében

A délies kitettségű területek csuszamlás-érzékenységet a területhasználati tényezők is jelentős mértékben befolyásolják. Az elmúlt évszázad folyamán a Nyárádmagyarósi-medence növényzete nagy változásokon ment keresztül. A térség lakossága hagyományosan szénégetéssel foglalkozott, ehhez nagy mennyiségű fára volt szükség, melyet legelőszőr közvetlen környezetéből termelt ki. Majd később a mezőgazdasági termelés során ezeken a lankás, jó termőképességű területeken folytatódott a fás növényzet irtása, ezeket a területeket fogták leghamarabb és legnagyobb mértékben, mezőgazdasági művelésbe.

A medencét átszelő patakok lejtőin mára már lényeges különbségek figyelhetők meg a növényzettel való borítottság szempontjából (35. ábra).

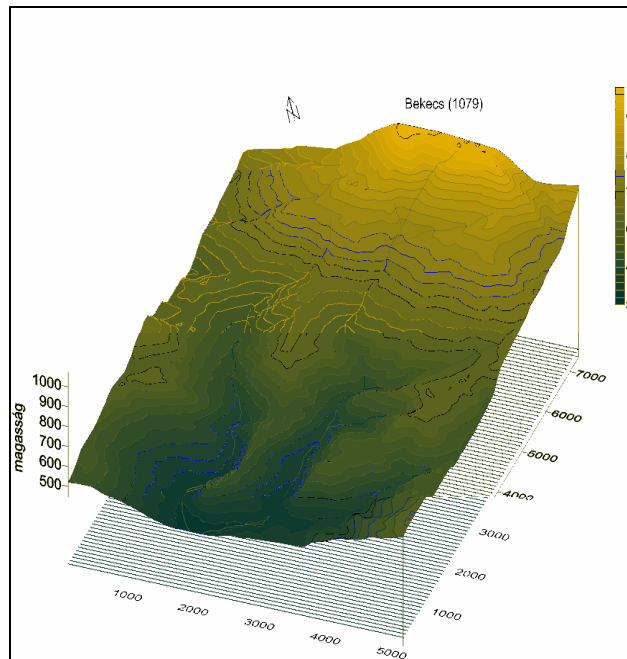


35. ábra. A Nyárádmagyarósi-medence növényborítottsága (területhasználati típusai)(szerk. a szerző)

A szántóművelés alatt álló felszínek legnagyobb része a délies kitettségű lejtőkön terül el. A térség éghajlati adottságai kedvezőtlenek a szőlőtermesztésre, ezért a szőlők nagyon kis területet foglalnak el. A vidék medence jellege miatt elég kevés a mezőgazdaságilag megművelhető rész. Ezért minden mezőgazdasági hasznosításra alkalmas területet művelésbe fognak. Időnként sajnos olyanokat is, amelyek nem alkalmasak ilyen célú használatra.

4.5. Csuszamlásveszélyes területek kijelölése domborzatmodellel

A vizsgálathoz használt domborzatmodell (36. ábra) elkészítése az IDRISI 32 program felhasználásával történt.



36. ábra. A Nyárádmagyarósi-medence tömbszelvénye (szerk. a szerző)

A csuszamlásveszélyes területek kijelölése, az általunk a suvadások kialakulása szempontjából legmeghatározóbbnak ítélt tényezőket ábrázoló térképi rétegek (gridek) összevetésével történt.

Mint az előzőkben láttuk, a térség szerkezeti-kőzettani viszonyait részben a talajok (beleértve a talajképző kőzetet is) fizikai-kémiai tulajdonságai (agyagtartalom, kémhatás), valamint a terület domborzati adottságai (lejtőmeredekség, kitétség) tükrözik. Ezért indokolatlannak tartottuk külön kőzettani térkép készítését, hisz a talajok C-szintjének tulajdonságai a talajképző kőzet tulajdonságait jelentik. Fontosnak tartjuk viszont a patakbevágódások hatására kialakult érzékenységi pontok feltűntetését a suvadásveszélyeztetettségi térképünkön, amire a szerkesztés utolsó fázisában kerül sor.

A térképszerkesztés első lépéseként az újraosztályozott lejtőkategória-térképet összevetettük a lejtőkitétség-térképpel. A suvadásveszélyt jelentő 5-17%-os lejtőmeredekséggel és délies kitétséggel jellemzett területek fedési felületeit körülhatároltuk.

Ezt követően a szántóművelés alatt álló területeket vettük figyelembe az elemzéskor, mivel ezek a területek kedvező feltételeket biztosítanak a suvadások

létrejöttéhez. Majd az így kapott állományt a talajminőségi mutatókkal (textúra, kémhatás) vetettük össze, ezáltal megjeleníthetők azon területek, amelyeken egy, két, három, négy vagy mind az öt rizikótényező egyszerre teljesül.

A tömegmozgások kialakulásának alapfeltételeit, pontosabban az egyszerre több feltételnek is megfelelő területeket megjelenítő rétegeket vizsgálva a veszélyeztettség mértékéről is nyerhetünk információkat: minél több feltételt teljesít az adott terület, annál nagyobb ott a suvadások kialakulásának valószínűsége.

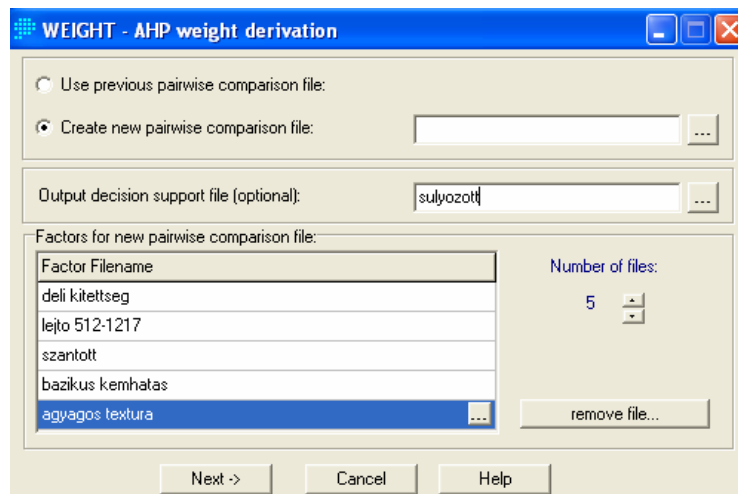
A suvadások kialakításában résztvevő tényezők különböző mértékben járulnak hozzá ezek kiváltódásához, későbbi alakulásához.

A földrajzi információs rendszerben integrált többtényezős döntésvértékelési eljárások lehetővé teszik a különböző területek suvadásveszélyeztettségének pontosabb meghatározását azáltal, hogy a folyamatok kialakításában résztvevő tényezőknek egy relatív fontossági hierarchiát (súlyt) biztosít.

A vizsgált területünk esetében, amint az előbbiekben láttuk, öt olyan tényezőt határoztunk meg, amelyek a suvadás típusú csuszamlások kialakulásának térbeli tényezői lehetnek (lejtőhajlás, kitettség, területhasznosítás módja, talajok kémhatása, talajok fizikai félesége). Ezek a tényezők suvadások kialakításában betöltött szerepének fontosságát próbáltuk rangsorolni.

A fontossági értékek meghatározása, ha minden egyes szereplőt egyszerre kívánunk figyelembe venni, elég bonyolult és viszonylagos folyamat. Az ismérvek páronként való összehasonlítása megkönnyítheti a súlyozási eljárást.

Az IDRISI software súly (WEIGHT) modulja segítségével páros összehasonlítási technikát használva alakíthatjuk ki a faktorsúlyok készletét.



37. ábra. Az IDRISI software AHP moduljának ablaka a súlyozásra váró tényezők megjelenítésével

A páros összehasonlítás módszerét SAATY (1977) fejlesztette ki IDRISI-ben és analitikus hierarchikus folyamat (AHP) néven terjedt el. Térinformatikai alkalmazását először RAO ET AL. (1991) írta le.

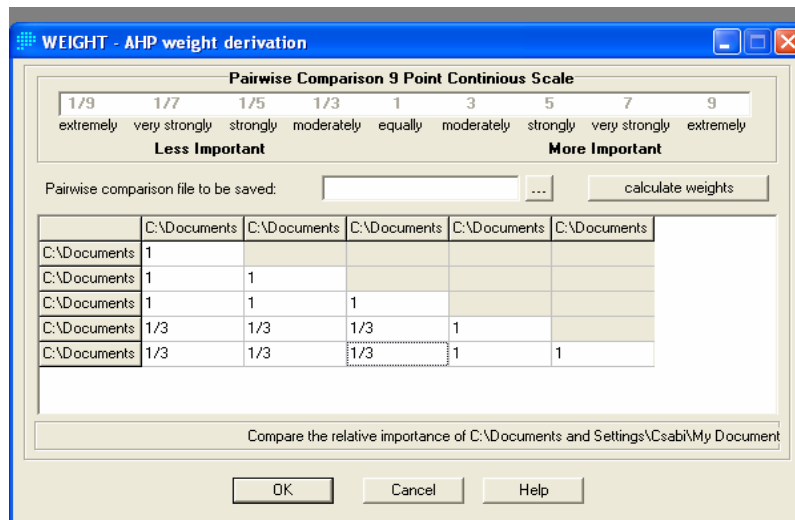
Az interaktív súlyozási eljárás segítségével kialakíthatjuk a döntési súlyokat, miközben a modul folyamatosan ellenőrzi a konzisztencia-arányt a páros összehasonlítási technikában. A konzisztencia azt jelenti, hogy a páros összehasonlítások eredményei összhangban vannak minden összehasonlított tényezőpár esetén.

```
The eigenvector of weights is :
C:\Documents and Settings\My Documents\Factors\deli kitettseg.rst : 0.2727
C:\Documents and Settings\My Documents\Factors\lejte512+l217.rst : 0.2727
C:\Documents and Settings\My Documents\Factors\szantott.rst : 0.2727
C:\Documents and Settings\My Documents\Factors\bazikus kemhatas.RST : 0.0909
C:\Documents and Settings\My Documents\Factors\agyagos textura.rst : 0.0909

Consistency ratio = 0.00
Consistency is acceptable.
```

38. ábra. A konzisztenciaarány értéke az indexpárok összevetése után

Az eljárás során egy 9 pontos skála áll rendelkezésünkre, ahol “9” érték jelöli a szélsőségesen jó és “1/9” érték a szélsőségesen rossz, “7” értékkel a nagyon jó, “1/7” érték a nagyon rossz érték, “5” a jó érték, “1/5” a rossz érték, “3” a közepesen jó érték, “1/3” a közepesen rossz érték és “1” az egyenlően megfelelő érték. Ezen a skálán az egyes tényezőknek a súlyát kell meghatározni.



39. ábra. a tényezők egymáshoz viszonyított súlyának meghatározása

A különböző tényezők suvadások kialakításában játszott szerepének fontossága, jelenlétének "súlya" csak nagyon viszonylagos módon határozható meg.

A természetben lejátszódó folyamatok bonyolultsága, kiváltódásukat befolyásoló tényezők sokasága, ezek együttes jelenlétének véletlenszerű volta miatt nehéz eldönteni, hogy egy adott térség esetében, a lejtőmozgás megindulásának pillanatában melyik volt/ melyek voltak a domináns tényező(k).

A különböző fontosságú tényezők együttes jelenléte erősítheti vagy gyengítheti egymás hatását.

A lejtőmozgás megindulását követően, a folyamat térbeli és időbeli alakulásával a tényezők fontossága megváltozhat. Azok a tényezők, amelyek a kezdetben a mozgás kiváltódásának feltételeit létrehozták, idővel elvesztik döntő fontosságukat, míg más tényezők szerepe növekedhet.

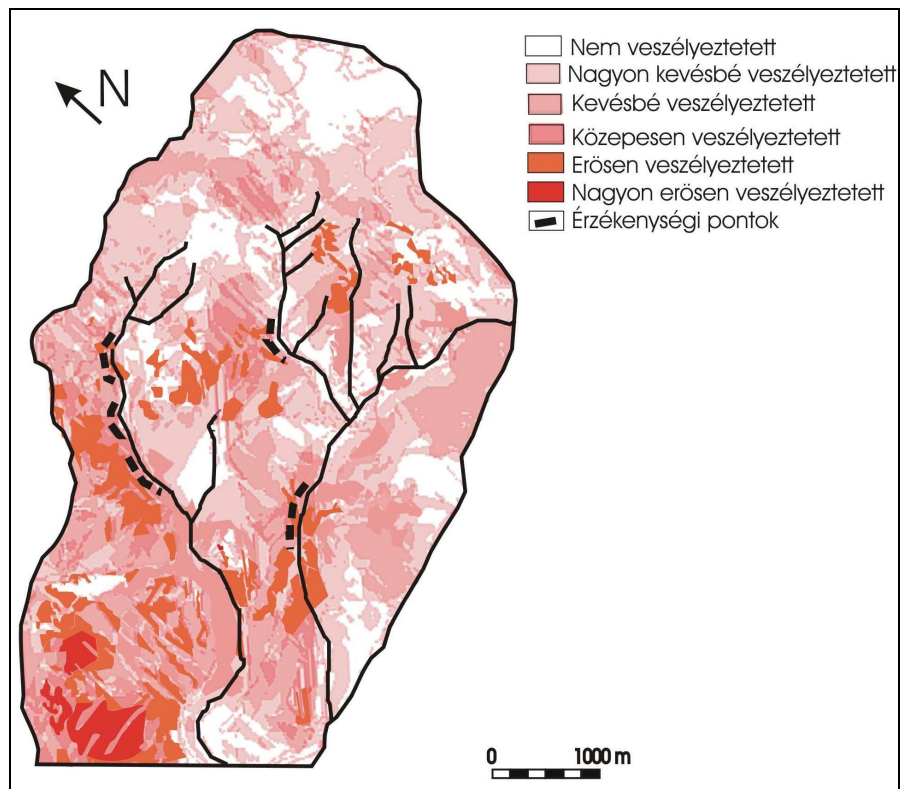
Előfordulhat, hogy az eredeti szakadással kialakulását megelőző időszakra jellemző fontossági sorrend (pl. talajtényezők- területhasználat- kitértség-lejtőhajlás) a tömegek lejtőn való elmozdulásával megváltozik (lejtőhajlás, területhasználat, talajtényezők , kitértség sorrenddé alakulhat).

A suvadások létrejöttének legfontosabb térbeli feltételeként általánosan a domborzati feltételeket tekintjük. Vizsgált területünk esetében is ezeket tartjuk a legmeghatározóbbnak. A domborzati feltételek közötti fontossági rangsor felállítása csak nagyon szubjektív módon történhet. A suvadások helyzete a délies kitértségű lejtők, 5-17%-os lejtőmeredekségi kategória, valamint a szántóművelésű területhasználat között szignifikáns hasonlóságot figyelhetünk meg. Ezért e három tényezőt az IDRISI-ben szervezett AHP alkalmazásban is egyenrangúaknak tekintettük. A talajminőségi mutatókat ezekhez képest kevésbé fontosnak nyilvánítottuk, a közöttük történő rangsorolást- a konkrét ismervek hiányában - feleslegesnek tartottuk.

A tényezőink súlyozása tehát mindössze két fokozatú. A suvadások kialakulásában betöltött szerepüket fontosnak vagy kevésbé fontosnak minősítettük. A kevésbé fontos (talajminőségi) tényezőket a fontosakhoz viszonyított 1/3-ad súlyértékkel láttuk el.

A különböző veszélyeztetettségi tényezők összevetésével egy ú.n. "suvadás veszélyeztetettségi" térképet állítottunk elő (38. ábra). A veszélyeztetettségi fokozatokat az előidéző tényezők száma, a suvadásos folyamat lejátszódásában betöltött szerepének fontossága („súlya”) és területi aránya határozza meg.

Végül kitüntetett helyszínekként tüntettük fel, és érzékenységi pontokként ábrázoltuk azokat a helyeket, ahol a patakmedrek mélyülésével a lejtőüledék elveszti stabilitását, és ahol a suvadás leggyakrabban végbemegy.



40. ábra. A Nyárádmagyarósi-medence suvadás-veszélyeztetettségi térképe (szerk. a szerző).

A Nyárádmagyarósi-medence területének 25,7 %-a a suvadás kialakulása szempontjából általunk fontosnak tartott feltételekből csak egyet teljesít. Ezeket a területeket tekintjük a suvadások kialakulásának szempontjából legkevésbé veszélyeztetetteknek. 29,3 % kettőt, 10,1 % három feltételt teljesít. Ezeket közepesen suvadásveszélyesnek véljük. A négy feltételt teljesítő területek részaránya az összterület 4,8 %-a. A mind az öt feltételt teljesítő területeken, az összterület 1,8 %-án a legvalószínűbb a suvadás típusú lejtős tömegmozgások kialakulása. Ebbe a kategóriába tartoznak az előzőekben említett érzékenységi pontok is.

Számításaink alapján a medence mindössze 29,3 %-a nem rendelkezik egyetlen olyan feltétellel sem, amely suvadás típusú lejtőmozgások kialakulását segítené elő.

Az elkészült suvadásveszélyeztetettségi térkép a terepi realitásokat jelentős mértékben tükrözi. Megfigyeléseink alapján, a térképen fokozottan veszélyeztetett felszínként feltüntetett térségek az utólagos terepi bejárás során is annak bizonyultak. Egyes helyeken suvadás kialakulására vagy újraaktiválódásra utaló jelek (mély, hosszanti repedések) is bizonyítják a terület suvadásérzékenységét. A kevésbé vagy közepesen veszélyeztetett területek elhatárolásának helyességét

nehéz terepen nyomon követni. Ezek a területek, egyes tényezők (lejtőviszonyok, földhasználat) átalakulásával válhatnak alkalmassá suadások kialakulására.

A fokozottan suadásveszélyeztetett területek ismeretében megelőző beavatkozásokat szükséges foganatosítani, annál is inkább, mert a mezőgazdasági területeket érintő károsításon kívül, lakott területek, emberi létesítmények is nagy mértékben ki vannak téve ezek hatásának.

Az általunk itt bemutatott módszer egy megfelelő minőségű talajtani és földhasználati adatbázis segítségével, a topográfiai térképből származtatott lejtőkategória és lejtőkiettségi térképek felhasználásával az Erdélyi-medence teljes területére kiterjeszhető, különös tekintettel az Erdélyi-Mezőség területére, ahol e jellegzetes tömegmozgásos formák a felszínformáló folyamatok fő típusát képezik. A különlegesen veszélyeztetett helyszíneknek számító érzékenységi pontok meghatározásához azonban legtöbbször szükség van a terepi vizsgálatokra is.

5. Összefoglalás

A kutatásaim tárgyaként a suvadások vizsgálatát választottam abból a szempontból, hogy azok milyen hatással vannak a talajerózióra, új talajtípusok kialakulására és ezen keresztül a termékenységükre. Ez az interdiszciplináris téma szükségessé tette, hogy feldolgozzam az általam legfontosabbnak ítélt szakirodalmi publikációkat mind a talajerózió, mind pedig a suvadások kutatása terén. Disszertációmban 255 szakirodalmi munka szerepel melyek a magyarországi, a román valamint a nemzetközi szakemberek kutatási témámhoz kötődő publikált eredményeit tartalmazzák.

Dolgozatom első felében irodalmi hivatkozások alapján tisztáztam a talajerózió helyét a degradációs folyamatok rendszerében, majd kitértem a talajerózió világ szintű gazdasági következményeire, bemutatva néhány nemzetközi szerző erre vonatkozó adatait.

Ezután ismertettem a talajeróziós folyamat jellegét, kiváltó és befolyásoló tényezőit.

Majd az erózió mértékének becslésére alkalmazott módszereket soroltam fel, részletesen kitértem a digitális talajeróziós modellezés amerikai, magyarországi és romániai irodalmának áttekintésére, valamint a hagyományos térképezési módszerek szakirodalmi ismertetésére.

Az irodalmi áttekintés második felét a suvadások és talajerózió közti kapcsolatnak szakirodalmi áttekintése képezi.

Kitértem a lejtős tömegmozgások rendszerének, a csuszamlások és ezen belül a suvadások fogalommagyarázatára, kialakulási feltételeinek meghatározására, majd ezek digitális módszerekkel történő kutatási lehetőségeire.

Számos magyarországi és romániai szerző kutatási eredményei alapján ismertettem a vizsgált területre oly nagymértékben jellemző folyamat ismérveit.

Vizsgálataim célját a következőképpen foglalhatom össze:

- a talajok eróziós állapotának felmérése és térképezése a „hagyományos” és a digitális kartográfia eszközeivel,
- az egyetemes talajvesztés-becslési egyenletet használata a digitális eróziós térképalkotásban,
- suvadások talajok eróziójában valamint a termőterületek megművelhetőségének csökkenésében betöltött szerepének kutatása,
- a felszabdaltságnak, a megváltozott lejtőviszonyoknak és a talajképző kőzetnek a talajtípusok kialakulására gyakorolt hatásának vizsgálata,
- a mintaterületen azoknak feltételeknek a meghatározása, amelyek suvadások kialakulását idézhetik elő,
- a digitális térképalkotás eszközeivel azon felszínnek elhatárolása, amelyek rendelkeznek suvadások kialakulását elősegítő feltételekkel. Ezeknek a területek „suvadásérzékenységi térképen” való ábrázolása.

Dolgozatomban a talajerózió különböző megnyilvánulási formáit ismertettem egy hegylábi –eróziós medence, a Nyárádmagyarósi-medence kapcsán.

A Nyárádmagyarósi-medence északi részét képező Peres-, és Köves-patakok vízgyűjtő medencéje területén a talajok eróziós állapotát vizsgáltam és térképeztem „hagyományos” eszközökkel.

A területen 41 pontot jelöltem ki mintavételezés céljából.

A hagyományos eróziós térképezés során szelvényekből 173 talajmintát vettem melyeket laboratóriumban elemeztünk.

A mintaterületen ásott szelvények segítségével, 8 talajtípust különítettem el.

A terep bejárásakor felmértem az eróziós foltok helyzetét és méretét, viszonyítási alapnak használva az 1961-ban illetve 2006-ban készített légifelvételeket.

Kiválasztottam egy általam legkevésbé erodálnak ítélt és felhalmozódás által nem érintett felszínt, amelyen etalon szelvényt tártam fel.

A különböző talajtípusok elkülönítése után a szelvényfejlettség és a humuszos réteg vastagsága alapján minden talajegységnek meghatároztam az erodáltsági fokát, eróziós osztályokat különítettem e.

A talajminták laboratóriumi elemzése után véglegesítettem a talajok genetikai meghatározását, és ellenőriztem a genetikai talajszintek elkülönülését. Minden talajegységből reprezentatív szelvényt választottam és írtam le.

A talajtípusok meghatározása után megrajzoltam a mintaterület talajtérképét.

A különböző talajtípusok elkülönítése és a kontroll szelvényvel való összehasonlítást követően, a humuszos réteg vastagsága alapján különböző eróziós fokozatokat határoztam el.

A helyszíni megfigyelésekre, illetve a laboratóriumi eredményekre támaszkodva a talajainkat az erodáltság foka szerint a következőképpen csoportosítottam:

1. Gyengén erodált talajok: ahol az erózió az A-szintet vagy annak egy részét érintette.

2. Közepesen erodált talajok: ahol az erózió az A-szintet teljesen lemosta és a B-szint felső részét is érintette.

3. Erősen erodált talajok: ahol az erózió a B-szint legnagyobb részét is lemosta, és a B-szintnek csak az alsó része maradt meg.

4. Talajképző kőzetig erodált talajok: ahol a C-szint, azaz az alapkőzet van a felszínen. Laza üledék esetén ez legfeljebb gyengén humuszos lehet. Az ilyen talajok a földes kopár talajokhoz sorolhatók.

5. A lehordott talaj felhalmozódási területei: lejtőhordalék talajok.

A talajok erodáltsági mértékét rangsoroltam és eróziós térképen ábrázoltam.

A terület talajainak 52,5 %-át gyengén erodálnak, 16, 2 %-át közepesen erodálnak, 19,4 %-át pedig erősen erodálnak minősítettem. A terület többi részét akkumuláció jellemzi (4,5 %) és az eróziós völgyek medrei alkotják.

Az erózió által befolyásolt évi talajvesztés, földrajzi információs rendszerbe integrált általános talajvesztés becslési egyenlettel határoztam meg.

A területről olyan földrajzi információs rendszert hoztam létre, amely két fő részből áll: egy digitális terepmodellből és ennek derivátumaiból (lejtőhajlás, lejtőhosszúság értékeinek eloszlását ábrázoló térképek), valamint a felhasználandó talajeróziós modell(ek)hez szükséges geofaktorok digitalizált térképeiből (a záporok eróziós potenciálja, a talaj erodálhatósága, a növénytermesztés és a talajvédelmi eljárások tényezői viszonyszámának területi eloszlását ábrázoló térképek).

A digitális módszerek felhasználásával történő erózióbecslés során az egyetemes talajvesztés-becslési egyenlet tényezőit integráltam egy térinformatikai szoftver (IDRISI) segítségével.

Elkészítettem a Peres –Rigós patakok vízgyűjtő területének átlagos éves talajvesztési értékeit ábrázoló térképet

A mintaterület eróziós osztályait csoportosítottam. A csoportosítást a Román Talajtani és Agrokémiai Kutatóintézet (I.C.P.A., 1986) által meghatározott erózió osztályok alapján végeztem:

- < 1 t/(ha/év) – elhanyagolható erózió
- 1-8 t/(ha/év) – gyenge erózió
- 8- 16 t/(ha/év) – közepes erózió
- 16-30 t/(ha/év) – erős erózió
- >30 t/(ha/év) – nagyon erős erózió

A vizsgált területen a lepusztult talaj becsült évi összege 0-50 t/ha határértékek között van. Az elkészült térképen vannak pixelek, melyek 50 t/ha feletti talajvesztést mutatnak, ezek aránya viszont jelentéktelen.

A mintaterület nagy része (41,2 %) a 1-18 t/ha/év, a gyenge erózió osztályába esik. Ezek a területek az 5-12 % lejtőmeredekségi osztályokkal jellemzett felszínekkel azonosak. Jelentős a 16-30 t/ha/év erodált talajmennyiséggel jellemezhető területek részaránya is (36,5 %). A legnagyobb talajvesztéssel jellemzett területek (22,3 %) egyben a legmeredekebb lejtőszögű területek is, összefüggnek az eróziós árkok helyzetével. A lineáris formák periodikus mélyülése a lejtődinamikai folyamatok folytonosságát, újraaktiválódását segíti elő.

A hagyományos módszerekkel végzett eróziós állapotfelmérés, valamint a digitális kartográfia erózióbecslő térképét összehasonlítva kiderült, hogy a közepes erózió osztályába sorolt területek aránya között jelentős az eltérés (20,3 %). Ezt az eltérést azzal magyarázom, hogy míg a hagyományos térképezés során eróziós állapotfelmérés történik, a digitális erózióbecslés során az egy év alatt erodálható átlagos talajmennyiséget becsüljük. Ez alapján feltételezhetjük, hogy a jelenleg gyengén erodált talajok 20 %-a a jövőben a közepes eróziós csoportba kerülhet besorolásra, míg az erős erózióval jellemzett talajok felülete 2,9 %-kal gyarapodhat.

Dolgozatom második felében a suvadásfelszínek talajok eróziójára és új talajok képződésére gyakorolt hatását taglaltam.

A suvadások talajok eróziójára gyakorolt hatását egy nagyméretű holocénkori, stabilizálódott suvadás esetében vizsgáltam.

Jelenleg a 126 ha-nyi suvadás által érintett területet 17 markáns pozitív forma (hupa) és az ezek közötti teret kitöltő medencék (hepék) jellemzik.

A suvadás során létrejött gerincek feldarabolódtak, szabályos vagy kereszt irányban megnyúlt halmokká különültek. Területük egységenként nem nagy, mégis mezőgazdasági potenciálromboló hatásuk jelentős. Bár a hupák összesített területe mindössze 11, 61 ha, a felszabdaltság miatt mezőgazdaságilag hasznosíthatatlan terület ennél sokkal nagyobb.

A suvadás hatására végbement talajpusztulás mértékét 2 típusba soroltam. A fő szakadással mentén, valamint a hupafelszínek lejtő felőli oldalán, ahol a lejtőviszonyok esetenként meghaladják a 25%-ot, teljes mértékű talajpusztulás jellemző - semmiféle hasznosításra sem alkalmas kopár felszínek (teljesen lepusztult talajok) alakulnak ki. Ezek az összterület 6%-át képezik. Ezek a felszínek kaszálónak és legelőnek sem használhatók. Fás növényzet telepítésével csökkenthető lenne további pusztulásuk.

A hupák szakadással felőli lejtőin, a meredek lejtőrészek inflexiós vonalának övezetében mérsékeltebb az erózió. Ezeken a területeken ugyancsak földes kopár talajok képződnek, de ezek esetében egy vékony, 15-25 cm-es humuszos rész is megfigyelhető.

Talajtani vizsgálatok alapján meghatároztam a suvadás létrejötté következtében megváltozott felszín, nedvesség, növényzet viszonyok hatását a talajok alakulására.

A felszabdaltság következtében a talajban szerkezetromlás következett be, belső kohéziós viszonyok megváltoztak, a lejtőüledék, a talajok tömegében keveredés, különböző tömegek felhalmozódása, kicserélődése jött létre. A talajsíntek keveredésével a talajok fizikai és kémiai tulajdonságai megváltoztak.

A lejtősségi viszonyok megváltozásával hirtelen megnőtt a terület eróziós hatásokkal szembeni kiszolgáltatottsága.

A felszínborítottság megváltozott, megnőtt a csupasz felületek részaránya, a növénytársulások átalakultak. A szakadással, illetve a lecsúszott tömegek homlokzatán, főleg a délies kitettség tápanyagokban szegény oldalakon szárazságtűrő satnya, növényzet telepedett meg. A lecsúszott halmok háttérében lefolyástalan medencék alakultak ki, melyekben hosszabb-rövidebb ideig tavak (hepetavak) jöttek létre. Ezeken a területeken hidrofil növényzet telepedett meg. Aszályos időszakokban elmocsarasodnak, kiszáradhatnak, esetenként, ha a csapadékviszonyok azt megengedik, el is láposodhatnak.

A suvadásos terület talajainak minőségét vizsgálva megállapíthatjuk, hogy bár a felszín nagy hányadát a felszín pozitív felszínformáiról lemosott anyag felhalmozódása jellemzi, az erózió mértéke és folytonossága, valamint a lemosott anyag minősége következtében ezeken a felszíneken is szegényes, gyenge

tápanyagellátottságú talajok fejlődnek. Tápanyag-utánpótlással ugyan javítható e talajok termőképessége, de a suvadás következtében leromlott fizikai állapotuk javítása és erózió elleni védelme hosszú és költséges feladat.

A mélységi lineáris eróziós formák térhódításának megakadályozására fontos lenne a hosszanti szelvényük keresztgátakkal történő megtörése, megakadályozva ezáltal további bevágódását és újabb árkok, völgyek kialakulását.

1999 tavaszán, Nyárádselye határában létrejött suvadás esetében lehetőségem nyílt a mozgás megindulása előtti viszonyokat, a mozgást megelőző jeleket végigkísérni, majd a mozgás megindulása után a suvadás lejátszódását követni, később pedig az új felszínalakzatokat tanulmányozni.

Felmértem a suvadás következtében károsodást szenvedett mezőgazdasági területek méretét.

Az elcsúszott lejtőtömeg 6,1 ha területet tett végérvényesen használhatatlanná, további 11 ha terület szenvedett részleges károsodást. Ezen a 11 ha-nyi területen a talajok minőségében történt károsodás, művelésük a jövőben nehézkes, nagyobb anyagi ráfordítással lehetséges.

A nyárádselyei suvadást nem tekintem stabilizálódott suvadásnak, véleményem szerint a közeljövőben újra aktiválódhat a mozgás, így a véglegesen használhatatlan területek aránya valószínűleg nőni fog.

A nyárádselyei suvadás kialakulási időszakának időjárásviszonyai ismeretében meghatároztam azokat a klimatikus tényezőket, amelyek lehetővé tették a csuszamlás kialakulását.

A suvadások egy hosszú aszályos időszakot követő, vagy több aszályos év után hosszabb bő csapadékos időszak, vagy nagy mennyiségű hó elolvadásának időszaka, illetve e kettő egybeesése során történő túlnedvesedés során alakulnak ki Újvári és Buz (1973).

A Marosmegyei Meteorológiai Szolgálat mintaterületre vonatkozó adatai alapján megállapítottam, hogy a suvadást előkészítő feltételként az előző év rendkívüli csapadék-, illetve hőmérsékleti viszonyai játszottak nagy szerepet. A kiváltó okot a lejtő lábánál folyó patak völgytalpába való jelentős mértékű bevágódás jelentette, a hirtelen hóolvadással egybeeső, bő tavaszi esőzések időszakában.

A suvadások létrejöttének periódusa, a csapadékadatok, a hóolvadás periódusa és a kőzetek túlnedvesedési időszakának ismeretében elkészítettem a csuszamlások kialakulási veszélyének grafikonját.

A térség földtani viszonyai befolyásolják a domborzat jellegét és időbeli alakulását, meghatározzák a lejtősségi viszonyokat, a lejtők meredekségét, kitettségét, alakját, stb., és ezáltal befolyásolják az egyes felszínek lejtős tömegmozgások kialakulására való hajlamát.

A medence területén a talajképző kőzet agyagmárga. A felépítésében szereplő duzzadó illit/montmorillonit, beydellit típusú agyagásványok vannak túlsúlyban. Ezek ismétlődő duzzadása (nedves időszakokban), illetve zsugorodása (száraz időszakokban) előkészíti a talajokat a lejtőn való elcsúszásra.

Irodalmi adatok alapján taglaltuk a talajok kémhatásának szerepét a suvadások létrejöttében.

A kalcium-karbonát jelentősége a lejtős tömegmozgásokban különösen a délies kitétségű lejtőkön fontos. Hosszú aszályos időszak után bekövetkező torrencionális esőzés alkalmával a talajnedvesség kémhatásának emelkedése következhet be, ami az agyagrészecskék disszociálását eredményezheti (SCHUYLENBORGH, 1972 in JAKAB, 1983).

A fentiek alapján megállapítottam, hogy csupán a kőzetek belsejében lejátszódó kémiai folyamatok során is létrejöhetnek alacsony nyírószilárdságú, illetve csökkent kohézióval jellemezhető erőviszonyok, melyek suvadások kialakulásához vezetnek

A Nyárádmagyarósi-medence egészére vonatkoztatva, a múltban létrejött suvadások kialakulási helyzetéből következően meghatároztam azokat a feltételeket, amelyek suvadások kialakulását idézhetik elő. Ezek közül a lejtőhajlást (5-17%-os lejtőmeredekség), a kitétséget (délies kitétségű lejtők), a felszínborítottságot (szántott felszínek), a talajok agyagtartalmát és kémhatását (bázikus talajok) emeltem ki.

A suvadások kialakulása szempontjából veszélyeztetett területeket térinformatikai módszerekkel szerkesztett „suvadásérzékenységi térképen” ábrázoltam.

A csuszamlásveszélyes területek kijelölése, a suvadások kialakulása szempontjából legmeghatározóbbnak ítélt tényezőket ábrázoló térképi rétegek (gridek) összevetésével történt.

A suvadást okozó tényezők súlyozását az IDRISI-ben szervezett AHP alkalmazásával végeztem el. A tényezőket két kategóriába soroltam. Nagyobb súlyúnak tekintetem a lejtők meredekségét, kitétségét és a területhasználatot. A kevésbé fontos tényezőket (talajtulajdonságok) ezekhez képest 1/3 súlyértékkel láttam el. A 4. ábrán megjelenített veszélyeztetettségi fokozatokat az előidéző tényezők száma, a suvadásos folyamat lejátszódásában betöltött szerepének fontossága („súly”) és területi aránya határozza meg.

Kiemelten fontosnak tartottam a patakbevégyódások hatására kialakult érzékenységi pontok feltűntetését a suvadásveszélyeztetettségi térképen, amire a szerkesztés utolsó fázisában kerül sor.

A tömegmozgások kialakulásának alapfeltételeit, pontosabban az egyszerre több feltételnek is megfelelő területeket megjelenítő rétegeket vizsgálva a veszélyeztetettség mértékéről is nyerhetem információkat: minél több feltételt teljesít az adott terület, annál nagyobb ott a suvadások kialakulásának valószínűsége.

A Nyárádmagyarósi-medence területének 25,7 %-a a suvadás kialakulása szempontjából fontosnak ítélt feltételekből csak egyet teljesít. Ezeket a területeket tekintem a suvadások kialakulásának szempontjából legkevésbé veszélyeztetetteknek. 29,3 % kettőt, 10,1 % három feltételt teljesít. Ezeket közepesen suvadásveszélyesnek tartom. A négy feltételt teljesítő területek

résaránya az összterület 4,8 %-a. A mind az öt feltételt teljesítő területeken, az összterület 1,8 %-án a legvalószínűbb a suvás típusú lejtős tömegmozgások kialakulása.

Számításaim alapján a medence mindössze 29,3 %-a nem rendelkezik egyetlen olyan feltétellel sem, amely suvás típusú lejtőmozgások kialakulását segítené elő.

Az általam bemutatott módszer egy megfelelő minőségű talajtani és földhasználati adatbázis segítségével, a topográfiai térképből származtatott lejtőkategória és lejtőkitettség térképek felhasználásával az Erdélyi-medence teljes területére kiterjeszhető. A különlegesen veszélyeztetett helyszíneknek számító érzékenységi pontok meghatározásához azonban legtöbbször szükség van a terepi vizsgálatokra is.

6. SUMMARY

Object of my research is studying slumps considering their effect on soil erosion and the formation of new soil types and as a result on their productivity. This interdisciplinary topic required the analysis of the most important publications related to both soil erosion and slump research. My PhD thesis refers 212 publications that contain the published results of Hungarian, Romanian and international experts related to the research topic.

In the first half of the thesis the place of soil erosion in the system of degradation processes is cleared on the basis of related literature. Then the macro-economic consequences of soil erosion are discussed presenting the related data of some international scientists.

Following this, the character, triggering and influencing factors of soil erosion are described.

After this, the methods applied generally to estimate the degree of erosion are listed, the American, Hungarian and Romanian literature of digital soil erosion modelling are discussed in detail and the literature of traditional mapping methods is analysed.

The second part of literature analysis is composed of the review of literature related to the relationship between slumps and soil erosion.

The system of mass movements, the term of landslides and slumps within it are cleared, the conditions of their formation is discussed and their research with digital methods is considered as well.

Characteristics of the process so widespread in the study area are described on the basis of the research data of several Hungarian and Romanian scientists.

Aims of my research can be summarized in the followings:

- Erosion state of the soils has been surveyed and mapped using traditional and digital cartographic tools;
- Universal soil loss estimation equation has been applied in shaping digital erosion maps;
- Role of slumps in soil erosion and in the decrease of cultivability of crop fields has been investigated;
- Effects of dissection, changed slope conditions and soil forming rocks on the formation of soil types have been studied;
- Conditions triggering the formation of slumps have been defined in the study area;
- Using digital mapping tools those surfaces where the conditions promoting the formation of slumps are present have been defined. Such areas have been presented in a “slump-susceptibility map”.

In my thesis the various appearance of soil erosion are described in relation to a piedmont – erosion basin, the Nyárádmagyarós Basin.

Erosion conditions of the soils in the catchment area of the Peres and Rigós streams forming the northern part of the Nyárádmagyarós Basin have been studied and mapped using “traditional” tools.

In the study area 41 sampling points were determined.

In the course of the traditional erosion mapping 173 soil samples were taken from the profiles and these were analysed in laboratory

Based on dug profiles, 8 soil types were identified in the study area.

In the course of a field survey the location and size of erosion spots were measured using aerial photos taken in 1961 and in 2006 as reference.

I chose an area of least erosion affected by no accumulation as an etalon profile.

Following the laboratory analysis of the soil samples the genetic identification of soils was finalized and the separation of the genetic soil horizons was controlled. Representative profiles were selected and described from each soil unit.

After defining the soil types the soil map of the area was constructed.

Following the identification of different soil types and comparison to the control profile different erosion grades were determined on the basis of the thickness of the humus horizon and the soil layers.

On the basis of field observations and laboratory results the soils were classified according to the degree of erosion as follows:

1. Slightly eroded soils: where erosion affected horizon A or parts of it.
2. Moderately eroded soils: where erosion washed horizon A away and affected the upper part of horizon B.
3. Strongly eroded soils: where erosion washed most of horizon B away and only the lower part of horizon B remained.
4. Soils eroded to the soil forming rock: where horizon C, i.e. the base rock is found on the surface. In the case of loose sediments this can be slightly humic at the most. Such soils can be classified as earthy bare soils (lithosols).
5. Accumulation areas of the denuded soil: slope debris soils.

Erosion grade of the soils were ranked and displayed on an erosion map.

52.5%, 16.2% and 19.4% of the soils in the area are qualified as slightly eroded, moderately eroded and strongly eroded respectively. The rest of the area is characterised by accumulation (4.5%) and the beds of the erosion gullies.

The annual soil loss due to erosion was determined by the universal soil loss estimation equation integrated into the geographical information system.

I created a geographical information system about the area that is composed of two major parts: a digital relief map and its derivatives (slope steepness, maps showing the distribution of slope length values) on the one hand and the digitized maps of geofactors required for the soil erosion model(s) to be applied (erosion potential of downpours, erodibility of the soil, maps displaying the spatial distribution of the ratio of soil protection procedure factors).

In the course of erosion estimation by digital methods the universal soil loss estimation equation factors were integrated with the help of a GIS software (IDRISI).

I constructed the map displaying the average annual soil loss values of the catchment area of the Peres and Rigós streams.

Erosion categories of the study area were classified. Classification was based on the erosion categories determined by the Pedological and Agrochemical Research Institute of Romania (I.C.P.A., 1986):

< 1 t/(ha/year) – negligible erosion

1-8 t/(ha/year) – slight erosion

8- 16 t/(ha/year) – medium erosion

16-30 t/(ha/year) – strong erosion

>30 t/(ha/year) – very strong erosion

Estimated annual quantity of denuded soil in the study area varies between the limit values of 0 and 50 t/ha. There are pixels on the obtained map that show soil loss higher than 50 t/ha, however, their ratio is insignificant.

The majority of the study area (41.2 %) shows 1-18 t/ha/year plotting in the category of slight erosion. These areas are the same as those characterised by 5-12 % of slope steepness. Ratio of areas having 16-30 t/ha/year denuded soil is also significant (36.5 %). Areas of greatest soil loss (22.3 %) also have the steepest slopes and these correlate with the location of the erosion gullies as well. Periodical deepening of the linear forms helps the continuity and re-activation of slope dynamic processes.

Comparison of the erosion state survey made with traditional methods and the erosion estimation map of digital cartography revealed that the difference between the ratio of areas with moderate erosion is significant (20.3 %). I explain this difference by that traditional mapping surveys the erosion state while digital erosion estimation estimates the average soil quantity that can be eroded within a year. Based on this, it can be assumed that 20 % of the currently slightly eroded soils can be classified into the moderate erosion category in the future while the area of the strongly eroded soils may increase by 2.9 %.

In the second half of my thesis the effects of slump surfaces on the erosion of soils and on the development of new soils are analysed.

Effects of slumps on the erosion of soils was studied on an extended Holocene stabilized slump.

Currently in the area of 126 hectares characterised by slumps there are 17 sharp positive forms (blocks or hummock) and depressions (hollows) in between them.

Ridges developed in the course of slumping were dissected and separated into orderly heaps or elongated transversally. Their single area is not great but their effect damaging the agricultural potential is significant. Although the total area of the hummocks is only 11.61 ha the area that cannot be utilized agriculturally is much greater.

The degree of soil degradation due to the slumping was classified into two types.

Along the main scarp and on the slope-ward side of the hummock surfaces where slope steepness occasionally exceeds 25 % complete soil denudation occurred. At these places bare surfaces (completely denuded soils) suitable for no utilization developed. These make up 6 % of the total area and cannot be used either for hayfields or grazing lands. Their further denudation could be reduced by planting arborescent vegetation.

On the scarp-ward side of the hummocks and in the zone of inflection on the steeper slope parts erosion is less strong. In these areas also earthy bare soils (lithosols) are formed but in these cases a 15-25 cm thin humus horizon is developed as well.

Based on the pedological investigations I determined the effects of relief, moisture and vegetation conditions changed due to the formation of the slump on the development of soils.

Due to the dissectivity the deterioration of the structure in the soil was detected, the inner cohesion conditions changed, soil masses were mixed, various masses were accumulated and exchanged. With the mixing of soil horizons the physical and chemical properties of soils were changed.

With the changing of sloping conditions the area suddenly became much more exposed to erosion effects.

Surface cover was changed, ratio of bare surfaces increased, plant associations were transformed. On the scarp and on the face of the slid masses, especially on the southern sides poor in nutrients stunted drought baring vegetation appeared. Behind the slid heaps depressions without outflow were formed in which lakes (hollow lakes) developed that survived for longer-shorter periods. In these areas hydrophilous vegetation developed. In periods of drought they transform into swamps or they become dry, however, occasionally, depending on the precipitation conditions they may become fens.

Studying the soil quality of the soils in the slumped area it can be stated that although a great ratio of the surface is characterised by the accumulation of material washed from the positive landforms soils with small humus content and poor nutrient supply were formed on these surfaces as well due to the grade and continuity of erosion and to the quality of the washed material. Although the productivity of these soils can be improved by nutrient supply improvement of their physical properties deteriorated by slumping and protection against erosion are long and expensive tasks.

In order to impede the advancement of linear erosion forms it would be important to break their longitudinal profile with cross bars preventing them from further cut in and from the development of newer gullies and valleys.

In the case of the slump formed in the vicinity of Nyárádselye in the spring of 1999, I had the chance to monitor the conditions and the signs prior to the triggering of the movement and to study the formation of the slump following the

start of the I measured the size of the agricultural lands damaged as a result of the slump.

The moved slope mass made 6.1 hectares of land irreversibly unusable and further 11 hectares experienced partial damage. In this land of 11 ha the quality of soils deteriorated, their cultivation in the future will be difficult with greater cost.

The slump at Nyárádselye cannot be regarded to be stabilized, in my opinion the movement can be re-activated in the near future thus the ratio of the lands cannot be utilized irreversibly will increase.

Studying the weather conditions at the time of the formation of the slump at Nyárádselye I defined the climatic conditions that helped its formation.

Slumps form as a result of oversaturation in longer periods of excessive precipitation or snowmelt or both following one long period of drought or several years of drought (UJVÁRI and BUZ 1973).

Based on the data of the Meteorological Survey of Mures County relevant to the study area I concluded that outstanding precipitation and temperature conditions of the year preceding the slump formation had great role in the process. The direct triggering cause was the significant cut in the valley bottom of the stream running at the foot of the slope in the time period of rapid snowmelt and excessive spring rainfall.

I constructed the graph showing the risk of landslide formation based on the formation period of slumps, the data of precipitation, the period of snowmelt and the time period of rock oversaturation.

Geological conditions of the region influence the relief conditions and its development through time. They also determine slope conditions, steepness, orientation and shape, etc. of slopes and thus influence the exposition of the land to the formation of mass movements.

The soil forming rock in the area of the basin is claymarl. Its composition is dominated by swelling illite/montmorillonite, beydellite type clay minerals. The repeated swelling (wet periods) and shrinking (dry periods) of them prepare the soils for sliding down the slopes.

On the basis of literature data the role of soil pH in the formation of slumps is emphasized.

The role of calcium carbonate can be regarded as significant in mass movements especially on southern slopes. In the course of torrential downpour following long periods of drought the pH of soil moisture may increase resulting in the dissociation of clay particles (SCHUYLENBORGH, 1972 in JAKAB, 1983).

Based on the above, I can state that chemical processes in the interior of the rocks alone can result in low shear strength and decreased cohesion conditions that may cause slump formation.

Based on the place of former slumps I identified the conditions that can trigger the formation of slumps in the entire Nyárádmagyarós Basin. Out of these, slope steepness (5-17 %), slope orientation (southern slopes), surface cover (arable lands), clay content and pH of soils (basic soils) were accentuated.

Identification of areas endangered by slumps was performed by comparing the grids displaying the factors considered the most important from slump formation point of view.

Weighting of the factors causing slump formation was made with the help of the AHP application in the software IDRISI. Factors were separated into two categories. Greater weight was added to slope steepness, slope orientation and land-use. Factors regarded to be less important (soil properties) received 1/3 weight. Risk degrees displayed in Figure 4 were determined by the number of triggering factors, the importance of their role in slumping ("weight") and their spatial ratio.

In the last phase of constructing the slump risk map I regarded the indication of sensitive spots developed due to stream cut in as highly important.

Studying the grids depicting the basic conditions of mass movement formation or rather the areas having several conditions simultaneously information on the degree of risk could have been obtained as well: the more conditions are present in a given area the greater the probability of slump formation is.

25.7 % of the area of the Nyárádmagyarós Basin has only one condition of those regarded to be important from slump formation point of view. I consider these areas as of least risk regarding slump development. 29.3 % has two and 10.1 % has three conditions present. These areas are of medium risk. Ratio of those areas that have four conditions present is 4.8 % of the total area. Formation of slump type mass movements is most likely in areas that have all five conditions present, i.e. in 1.8 % of the total area.

Based on my calculations only 29.3 % of the basin has no conditions present at all that would contribute to the formation of slump type mass movements.

The method presented in the thesis could be extended over the entire Transylvanian Basin with the help of a pedological and land-use database of adequate quality and with the application of slope steepness and slope orientation maps deduced from topographic maps. For the identification of sensitivity spots that are generally places of extremely high risk, however, field investigations are usually necessary as well.

7. FELHASZNÁLT IRODALOM

- ANGHEL, T. și TODICĂ, S. 2008. Quantitative assessment of soil erosion using GIS empirical methods. A comparative study between the Motru mining area and the Sucevița catchment. *Analele Universității din Oradea, seria Geografie*, tom XVIII, 95-102
- ANGHEL, T., BILAȘCO Ș., 2008, The Motru mining basin –GIS application on sheet erosion, *Geographia Napocensis* 1, Edit. Casa Cărții de Știință, Cluj-. Napca
- ATKINSON, P.M., JISKOOT, H., MASSARI, R., AND MURRAY T. (1998), Generalized linear modelling in geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 1185–96
- BAADE, J. és REKOLAINEN S. 2006: Existing soil erosion datasets. In: Boardman, J. és J. Poesen (Eds.): *Soil erosion in Europe*. Chichester: Wiley, 717-728
- BAARTMAN, J.E.M., G.W.J. VAN LYNDEN, M.S. REED, C.J. RITSEMA, R. HESSEL, 2007. Desertification and land degradation: origins, processes and solutions – A literature review. DESIRE report no. 4, The Netherlands.
- BACAUANU V. 1980. Podișul Moldovei-natură, om, Edit. Științifică și Enciclopedică, București,
- BALTEANU, D.1983.Experimentul de teren în geomorfologie, Editura Academiei, București.
- BAJRACHARYA, R.M. és LALA, R. 1992. Seasonal soil loss and erodibility variation on a Miamian silt loam soil. *Soil Science society of America Journal* 56(5):1560-1565 in Pimentel D. 2006: Soil erosion:A food and environmental threat. *Environment, Development and Sustainability* .8:119-137
- BALLANGER R., DI GLÉRIA J. szerk.. 1962. Talaj- és trágyavizsgálási módszerek. Mezőgazdasági kiadó. Budapest, p.411
- BARCZI A., CENTERI Cs. 1999. A mezőgazdálkodás, a természetvédelem és a talajok használatának kapcsolatrendszer. *ÖKO*. 10(1–2): 41–48.
- BASSA L., FARKAS Z., KERESZTESI Z. 2001. Kartográfiai munkálatok az MTA Földrajztudományi Kutatóintézetben az 1990-es években. — *Földrajzi Értesítő* 50. évf. 3-4. füzet pp.361-372.
- BATJES, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.*, 47: 151-163.
- BEASLEY D. B., HUGGINS L. F., MONKE E. J. 1980: ANSWERS: A model for watershed planning. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 23. pp. 938-944.
- BOARDMAN, J., 2006. Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches. *Catena*, 68: 73-86.
- BOELLSTORFF, D. és BENITO, G., 2005. Impacts of set-aside policy on the risk of soil erosion in central Spain. *Agriculture, Ecosystem and Environment*, 107: 231-243.

- BOROS L. 1977. A tokaji Nagy-hegy lösztakarójának pusztulása. - Doktori disszertáció, 134 p.
- BORSY Z. 1993. Általános természetföldrajz. Tankönyvkiadó. Nemzeti Tankönyvkiadó, Bp. 832. p.
- BROZ, B., PFOST, D., THOMPSON, A. 2003. Controlling Runoff and Erosion at Urban Construction Sites. Retrieved February 09, 2010, from <http://extension.missouri.edu/publications/DisplayPub>
- BURREOUGH, P. A. 1986. Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment (Monographs on Soil Resources Survey), Oxford University Press, New York, p. 193.
- BURROUGH, P.A. AND MCDONNELL, R. A. 1998. Principles of Geographic Information Systems. Oxford, Oxford University Press
- BUZILĂ, L. MUNTEAN, L. 1997. Alunecările de teren de la Şaeş (Podişul Hârtibaciului). Comunicari de geografie, Editura Universităţii din Bucureşti.
- CAMMERAAT, L.H. 2002. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surf. Process. Landf.* 27, 1201–1222.
- CARRARA, A. 1983. Multivariate models for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology* 15: 403–26
- CARRARA, A., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., és REICHENBACH, P. 1995. GIS technology in mapping landslide hazard. in: Carrara A and Guzzetti F (eds) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Dordrecht, Kluwer: 135–75
- CASTRO, C. D. és ZOBECK, T. M. 1986. Evaluation of the topographic factor in the universal soil loss equation on irregular slopes” *Journal of Soil and Water Conservation*, 1986. March-April. pp. 113-116.
- CENTERI Cs. (2002): A talajeródálhatóság terepi mérése és hatása a talajvédő vetésforgó kiválasztására. *Növénytermelés*. 51(2): 211-222.
- CENTERI Cs. . CSÁSZÁR V. 2003a. Talajképződés és az erózió által kiváltott talajpusztulás kapcsolata a Tihanyi-félsziget példáján. . *Tájökológiai lapok I. évfolyam 1. szám* pp. 81-85.
- CENTERI Cs., CSÁSZÁR V. 2003b, The connection of soil formation and erosion induced soil loss on the Tihany Peninsula. *Tájökológiai Lapok* 1 (1): 81-85.
- CHIŢU, C. 1975. *Relieful şi solurile României*, Editura Scrisul Românesc, Bucureşti.
- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszín formáinak ismerete (Morfológia)- Bp. pp. 1-295
- CHUNG, C. F. és FABBRI, A. G. 1999. Probabilistic prediction model for landslide hazard mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 65: 1389–99
- CHUNG, C. F., FABBRI, A. G., és VAN WESTEN, C. J. 1995. Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. In Carrara A and Guzzetti F (eds) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Dordrecht, Kluwer: 107–33

- CLARK, E. H., HAVERKAMP, J. A. és CHAPMAN, W. 1985. *Eroding Soils - The Off-Farm Impacts*. The Conservation Foundation, Washington, DC.
- CSERKASZOV, V.A. 1959. *Melioracija i szelszkohozjajsztvnenoe bodosznabzsenyije*. Moszkva, p. 252
- CSIMA P. 1993: *Az általános tájvédelem és a természetvédelem*. Öko, IV. évf. 2-3sz. 12-18. p.
- DE GRAAFF, J. 1996. *The price of soil erosion. An economic evaluation of soil conservation and watershed development*. PhD Thesis. Wageningen University
- DE LA ROSA, D., MAYOL, F., BONSON, T., ROUNSEVELL, M. 1998: *The IMPEL project, an integrated model to predict. European land use. Part 3: soil erosion and its effect on the productivity of soils*. Proceedings of the World Congress of Soil Science. CD. Symposium no: 31. Scientific registration No.:481. Montpellier, France.
- DE PLOEY, J.A., IMESON, A., OLDEMAN, LR. 1991. *Soil erosion, soil degradation and climatic change*. Chapter 12. *Land Use Changes in Europe*. In: Brower FM, Thomas AJ and Chadwick MJ, editors. Kluwer Academic Publisher, London. p 275-292.
- DE ROO, A. P. J. és OFFERMANS, R. J. E. 1995. *LISEM: A physically-based hydrologic and soil erosion model for basin scale water and sediment management: sensitivity analysis, calibration and validation*. In: *Modelling and Management of Sustainable Basin-Scale Water Resource Systems* (ed. by S. P. Simonovic, Z. Kundzewicz, D. Rosbjerg & K. Takeuchi) (Proc. Boulder Symp., July 1995), 399-407. IAHS Publ. no. 231
- DESMET, P. J. J., GOVERS, G., 1996. *A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units*, *Journal of Soil and Water Cons*, Vol. 51, pp. 427-433.
- DEUMLICH, D., FUNK, R., FRIELINGHAUS, M., SCHMIDT, W.A., NITZSCHE, O., 2006. *Review article. Basics of effective erosion control in German agriculture*. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169: 370-381.
- DEZSÉNY Z., LENDVAI Z. 1986. *A Zala vízgyűjtőjének eróziós viszonyai és hatásuk a felszíni vizek minőségére*. *Agrokémia és Talajtan* 35/3-4. pp. 363-382.
- DHAKAL, A. S., AMADA, T., és ANIYA, M. 2000. *Landslide hazard mapping and its evaluation using GIS: An investigation of sampling schemes for a grid-cell based quantitative method*. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 66: 981-9
- DIETRICH, W.E., WILSON, C.J., MONTGOMERY, D.R., MCKEAN, J. 1993. *Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model*. *Journal of Geology* 101, pp. 259-278.
- DOBOS E., HEGEDÜS A. 2004. *HUNDEM 2004 Konferencia közleményei. Digitális domborzatmodellelés használata a környezet és mérnöktudományokban*.

Domborzatmodell alkalmazások Magyarországon. – CD-ROM (Elektronikus dok.)

- DOSTAL, T., JANECEK, M., KILMENT, Z., KRASA, J., LANGHAMMER, J., VASKA, J., VRANA, K., 2006. Czech Republic. In: Boardman J. and Poesen J. (eds.). Soil erosion in Europe. John Wiley&Sons, Ltd. Pp.107-116
- DOWDESWELL, E., 1998. Extent and impacts of Soil Degradation on a Worldwide Scale. XIV-XV. In: Towards Sustainable Land Use. Furthering Cooperation Between People and Institutions. Selected papers of the 9th Conference of the ISCO (ed.: Blume, H. -P. – Eger, H. – Fleischhauer, E.). Catena Verlag Reiskirchen, Germany, pp. 44-53.
- DRAKE, N.A. és VAFEIDIS, A., 2004. A review of European Union funded research into the monitoring and mapping of Mediterranean desertification. *Advances in Environmental Monitoring and Modeling*, 4: 1-54.
- DUCK T. 1960a. Eróziós területek térképezése és értékelése. - MTA Agrártud. Oszt. Közi. 18. pp. 431-442.
- DUCK T. 1960b. Magyarország dombos vidékeinek eróziós térképe. - *Agrártudomány 12.(10.)* pp. 17-22.
- EBEL, B.A. 2012. Impacts of Wildfire and Slope Aspect on Soil Temperature in a Mountainous Environment. *Vadose Zone Journal* Vol 11. No3.
- ECKELMANN, W., BARITZ, R., BIALOUSZ, S., BIELEK, P., CARRÉ, F., HOUŠKOVÁ, B., JONES, R.J.A., KIBBLEWHITE, M., KOZAK, J., LE BAS, C., TÓTH, G., TÓTH, T., VÁRALLYAY, G., YLI HALLA, M., ZUPAN, M., 2006. Common criteria and approaches to identify risk areas for the threats Soil Organic Matter (SOM) Decline, Soil Erosion, Soil Compaction, Salinization and Landslides. European Soil Bureau Research Report No.20, EUR 22185 EN, 94pp. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg
- GRABER, E. R, FINE, P., LEVY, G.J. 2006. Soil Stabilization in Semiarid and Arid Land Agriculture. *Journal of Materials in Civil Engineering*, Vol. 18, No. 2,
- ERŐDI B. et al. 1974. Irányelvek a hegy- és dombvidéki területek üzemi meliorációs tervezéséhez. MÉM, Bp.
- ERŐDI B., HORVÁTH V., KAMARÁS M., KISS A., SZEKRÉNYI B. 1965. Talajvédő gazdálkodás hegy- és dombvidéken. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest. 403
- FAO/UNESCO. 1971-81. Soil Map of the World 1:5M (10 volumes). Vol VI Africa: Sheets VI - 1,2,3. Paris: UNESCO
- FARKAS J. 1992. Felszínmozgások geotechnikai kérdései. Akadémiai doktori értekezés. Budapest. p. 308. és melléklet kötet
- FEKETE Z. 1952. Talajtan. Mezőgazdasági kiadó. Budapest, p. 410
- FLOREA, N., BALACEANU, V., RAUTA, C. és CANARACHE, A. 1987. Metodologia elaborarii studiilor pedologice (3 vol). Methodology for making pedological studies. ICPA, Red.. de propag. tehnica agricola, Bucuresti, p.101+349+226.
- FOSTER, G.R. és MEYER, L.D.1972. Transport of soil particles by shallow flow. *Transactions of the ASAE* 15(1) pp. 99-102.

- FOSTER, G.R., WISCHMEIER, W.H., 1974. Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. *Trans. ASAE* 17 _2., 305–309.
- FRIELE, P.A. 1989. Geomorphology, Vegetation Succession, Soil Characteristics and Permafrost in Retrogressive Thaw Slumps near Mayo, Yukon Territory, *ARCTIC*, VOL. 42, NO. 1 (March 1989) pp. 31-40
- GÂRBACEA, V. 1964. Alunecările de teren de la Saschiz (Podișul Hârtibaciului), *Studia Univ. „Babeș - Bolyai”*, Cluj-Napoca, seria Geologie-Geografie, vol. VIII,
- GÂRBACEA, V. 1992. Harta glimeelor din Câmpia Transilvaniei. *SUBB, Geographia*, XXXVII, 1-2, Cluj-Napoca.
- GOBIN, A., GOVERS, G., KIRKBY, M. 2006. Pan-European soil erosion assessment and maps.
- GOBIN, A., JONES, R., KIRKBY, M., CAMPLING, P., GOVERS, G., KOSMAS, C., GENTILE, A.R. 2004. Indicators for pan-European assessment and monitoring of soil erosion by water. *Environmental Science & Policy*, 7: 25-38.
- GÓCZÁN L. 1967: A talajvédelem alkalmazott talajföldrajzi feladatai. *Földrajzi Közlemények* 15. pp. 305-316
- GÓCZÁN L., KAZÓ B., 1969: A mérnökgeológiai-vízgazdálkodási térképezés új módszere és felhasználási területei. *Földrajzi Értesítő* 18/4. pp. 409-417.
- GORSEVSKI, P. V., FOLTZ, R. B., GESSLER, P. E., és CUNDY, T. W. 2001, Statistical modeling of landslide hazard using GIS. In *Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference*, Reno, Nevada, 2: 103–9
- GRECU, F. 1985. Clasificări și tipuri de alunecări de teren din Depresiunea Transilvaniei. *Revista Terra*, nr.3., București.
- GRECU, F. 1993. Tipuri de evoluție a versanților din Podișul Transilvaniei de sud. I. Evoluția versanților afectați de glimee. *Analele universității "Stefan cel Mare" Suceava*, , secția Geografie-geologie, anul II, nr. 2.
- GRECU, F. 1997. "Glimee" - Induced Relief Modelling in the Transylvanian Tableland. *SUBB, Geographia*, XLII, 1-2, Cluj-Napoca.
- GRECU, F. és PALMENTOLA, G. 2003. *Geomorfologie dinamica*, Ed. Tehnica, Bukarest
- GRIMM, M., JONES, R.J.A. és MONTANARELLA, L. 2002. Soil erosion risk in Europe. *European Soil Bureau, Institute for Environment and Sustainability, JRC, Ispra, Italy, EUR 19939 EN*.
- GRUNOW, J. 1952. Nebelniederschlag. *Sonderdruck aus Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der U.S. Zone*, Bad Kissingen 42: 30–34.
- HALL, G. F., LOGAN, T. J., YOUNG, K. K. 1985. Criteria for determining tolerable erosion rates. In: *Follett, R. F., Stewart, B. A. (eds.): Soil Erosion and Crop Productivity*. *Am. Soc. Agron., Madison*,
- HÎRJOABA, I. 1968. *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei, Bucuresti.
- HAUER és STACHE 1861. *Verhandl. d. k. k. geologie. Keichsanst*, XII. 1861—62. p. 194.

- HAYES, W.A. 1977. Estimating water erosion in the field. in Foster. G.R. (ed), Soil erosion. Prediction and control. Soil conservation society of America. Ankeny. Iowa. pp.6-11
- HEGEDŰS A. 2002. Az Ózd–Pétervásárai-dombság felszínalaktani térképezése hagyományos és térinformatikai módszerek ötvözésével. Földtani és felszínalaktani értékek védelme. 2002. október 4–5-én az Eszterházy Károly Főiskola Földrajz Tanszéke szervezésében megrendezett Geomorfológus Találkozó kiadványa pp. 335.-351
- HERMAN OTTÓ 1869. A Mezőség. I. A Hódos- vagy Szarvas-tó és környéke. Erdélyi Múzeum-Egylet Évkönyvei. Ötödik kötet. első füzet. Kolozsvár
- HICKEY, R., SMITH, A. és JANKOWSKI, P. 1994. Slope length calculations from a DEM within ARC/INFO GRID. Computers, Environment, and Urban Systems, vol. 18, no. 5, pp. 365-380.
- HORTON, R.E. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America 56, 2 75-3 70
- HUDSON, N.W. 1973. Soil Conservation. London: Batsford Ltd.
- HURJUI, C., NISTOR, D., PETROVICI, G., 2008. Degradarea terenurilor agricole prin ravene și alunecări de teren. Studii de caz din Podișul Bârladului, Ed. Alfa, Iași.
- HUSZÁR T., 1998. A talajerózió térképezése és modellezése magyarországi mintaterületeken térinformatikai módszerekkel. PhD értekezés tézisei. Budapest.
- HUTCHINSON, J. N. 1978. A geotechnical classification of landslides, Unpublished teaching handout, Imperial College, London. In: Boardman J. and Poesen J. (eds). Soil erosion in Europe. John Wiley & Sons, Ltd. Pp.661-674.
- ICHIM, I. (1979), Muntii Stânisoara. Studiu geomorfologic, Ed. Academiei, Bucuresti.
- ICHIM I., BATUCA, D., RADOANE, M. és DUMA, D. 1989. Morfologia și dinamica albiilor de rau. Ed. Tehnica, Bucuresti, 408 pp.
- IMREH J. 1844. Talajmozgások és típusaik az Erdélyi Medencében. Növényterjesztési Kutatószolgálat kiadása. 8 füzet, Kolozsvár
- IRIMUȘ, I. 1998. Relieful pe domuri și cute diapire în Depresiunea Transilvaniei, Presa Univ. Clujana.
- IONITA, I., 2008. Sediment movement from small catchments within the Moldavian Plateau of Eastern Romania. In: Schmidt J, Cochrane T, Phillips Ch, Elliot S, Davies T, Basher L (eds) Sediment dynamics in changing environments. IAHS Publication 325, IAHS Press, Wallingford, pp 316–320
- JAKAB S. 1981. Modelarea versanților din dalurile Târnavelor prin alunecări de teren. Publ. SNRSS. 19E/1981. 197 –203
- Jakab S. 1983a. Influențe antropice în pedogeneza și eroziunea solului din regiuni colinare și deluroase. Publ. SNRSS. 21C/ 1983. pp.53 – 59

- Jakab S. 1983b. Factori favorizanti ai alunecărilor de teren din Dealurile Târnavelor. MARISIA vol. XI – XII. Studii și Materiale. Studia Scientiarum Naturae, 1. Târgu Mureș, 1983. pp.18 – 26
- JAKAB S. 1986. Factori favorizanti ai alunecărilor de teren din Dealurile Târnavelor, Studia Scientiarum Naturae, Marisa, vol. XI-XII, fasc. 1.
- Jakab S. 2005. A lejtő alakjának hatása a talaj felmelegedésére. Acta Scientiarum Transylvanica - Múzeumi Füzetek AGRONOMIA 14/2. Erdélyi Múzeum-Egyesület kiadása Kolozsvár/Cluj. 2005-2006. 17-24.
- JAKAB S., FAZAKAS Cs. 2012. Dombvidékeink talajtani viszonyai különös tekintettel a talajvédelem - Collegium Geographicum, Kolozsvár, ISSN 2065-3859
- JAMBOR, P., ILAVSKA, B. 1998. Metodika protierózneho obrábania pôdy. Bratislava (VÚPOP).
- JANCSIK P. 2001 Geomorfológiai veszélyek a Szamos-hátságán. 2001- ben Szegeden megszervezett Földrajzi Konferencia online kiadványa, <http://geography.hu/mfk2001/cikkek/Jancsik.pdf>.
- JETTEN, V., BOIFFIN, J., DE ROO, A. 1996. Defining monitor strategies for runoff and erosion studies in agricultural catchments: A simulation approach. European Journal of Soil Science 47. pp. 579-592.
- JETTEN, V. AND D. FAVIS-MORTLOCK 2006. Modelling soil erosion in Europe. In: Boardman J. and Poesen J. Jetten, V. and D. Favis-Mortlock. Modelling soil erosion in Europe. In: Boardman J. and Poesen J. (eds). Soil erosion in Europe. John Wiley&Sons, Ltd.pp.695-716.
- JOSAN, N. 1979. Dealurile Târnavei Mici. Studiu geomorfologic, Ed. Academiei, Bucuresti.
- JUNGHANS, H. 1967. Die Intensität der directen Sonnenstrahlung auf geneigten Flächen. Z. Angew. Meteorologie, Sonderdruck 5 (7-8): 217-221.
- KAZÓ B., 1966. A talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak meghatározása mesterséges esőztető készülékkel. Agrokémia és Talajtan 15/2. pp. 239-252.
- KAZÓ B., 1967. Új módszer a talajpusztulás térképezésére mesterséges esőztetés útján. Földrajzi Értesítő 16/3. pp. 375-386.
- KERÉNYI A. – KOCSISNÉ HODOSI E. 1990. Löszpusztulási formák és folyamatok kvantitatív vizsgálata szőlőterületen (Quantitative investigation of erosion forms and processes on loess in a vineyard) – Földrajzi Értesítő 39. pp.29-54.
- KERÉNYI A. 1981. A csepperózió törvényszerűségeinek kvantitatív vizsgálata kísérleti körülmények között. (Quantitative analysis of the laws governing splash erosion under experimental conditions) – Földrajzi Értesítő 30. 2-3. pp.205-233.
- KERÉNYI A. 1981. A study of the dynamics of drop erosion under laboratory conditions. – Erosion and Sediment Transport Measurement. Firenze IAHS Publ. 133. pp.365-372.

- KERÉNYI A. 1984. A csepperózió hatása a homokszemcsék méret szerinti differenciálódására (The effect of drop impact erosion on the size differentiation of sand particles) – *Agrokémia és Talajtan*, **33**. 1-2. pp.63-74.
- KERÉNYI A. 1986. A talajerózió és a talajfejlődés kapcsolatáról mérési eredmények alapján – *Földr. Ért.* 35. 1-2. pp. 43-53.
- KERÉNYI A. 1987. Laboratory experiments of soil erosion – In Hillslope experiments and geomorphological problems of big rivers – *Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. of Science Budapest* pp.157-165.
- KERÉNYI A. 1991. Talajerózió – Akadémiai Kiadó, 219 p.
- KERÉNYI A. 1998. Általános környezetvédelem. Globális gondok, lehetséges megoldások MOZAIK Oktatási Stúdió (1998)
- KERTÉSZ Á. 1997. A térinformatika és alkalmazásai, Holnap Kiadó, Budapest, p. 240
- KERTÉSZ Á. 2003. Geomorphic processes and forms on dispersive and collapsible soils in Hungary: a review. Book of Abstracts COST 623 Final meeting and Conference, Budapest, Hungary p. 38.
- KERTÉSZ Á. 2004. Az árkos erózió felszínalakító szerepe Dél-Afrikában. *Földrajzi Értesítő* 53(3-4): 213-218.
- KERTÉSZ Á. 2006. Az éghajlati tényezők szerepe a lineáris erózióban. *Földrajzi Közlemények* LIV.(3-4): 115-122.
- KERTÉSZ Á., HUSZÁR T., TÓTH A. 2000. Soil Erosion Assessment and Modelling. In: *Physico-geographical Research in Hungary* (ed: Kertész Á. et al.). *Studies in Geography in Hungary* 32. Geographical Research Inst. HAS, Budapest. pp. 63-74.
- KERTÉSZ Á., RICHTER G., SCHMIDT G., BRAUNSCHWEIG W., HUSZÁR T., LÓCZY D., SCHAFER A., MÁRKUS B., VARGA G., HENZLER B. 1997: The Balaton Project. *ESSC Newsletter* 2-3. Bedford. p. 37.
- KERTÉSZ, A. ÉS CENTERI Cs. 2006. Hungary. In: Boardman J. Poesen J. (eds). *Soil erosion in Europe*. John Wiley&Sons, Ltd.pp.139-153.
- KIRKBY, M. J. 1992. An erosion-limited hillslope evolution model. *Catena Supplement* 23. pp. 157-187.
- KIRKBY, M.J., LE BISSONNAIS, Y., COULTHARD, T.J., DAROUSSIN, J. és MCMAHON, M.D., 2000. The development of Land Quality Indicators for Soil Degradation by Water Erosion. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 81: 125 - 136
- KISS A., PRÍMÁS A., REGŐS F. 1972. Irányelvek lejtős területek üzemi meliorációs tervezéséhez. *OMMI Bp.* p. 170.
- KLINGHAMMER I., PAPP-VÁRY Á.1973. Négyzethálós térkép területi adatszolgáltatás és tervezés szolgálatában. *Geodézia és Kartográfia*. 25/4, p. 280-286.
- KNISEL, W. G. 1980: CREAMS: a field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. *USDA Conservation Research Report* 26.

- KOCH A. 1894. Az erdélyi medence harmadkori képződményei II. rész. Neogén csoport. M.K. Földtani Intézet Évkönyve. Kolozsvár.
- KOCH A. 1896. Földtani észleletek az Erdélyi Medence különböző pontjain. Jelentés IX. Értesítő. XVII. Kötet. Kolozsvár.
- LACELLE, D., BJORNSON, J., LAURIOL, B. 2009. Climatic and Geomorphic Factors Affecting Contemporary (1950–2004) Activity of Retrogressive Thaw Slumps on the Aklavik Plateau, Richardson Mountains, NWT, Canada in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/pp.666
- LAL, R., STEWART, B.A. 1990. Soil degradation, New-York. Springer-Verlag. p. 486
- LALOY, E és BIELDERS, C. L. 2010 Effect of Intercropping Period Management on Runoff and Erosion in a Maize Cropping System. Journal of Environmental Quality, 2010; 39 (3): 1001
- LEVERT, C. 1962. Praxis und Theorie der Messung mit schrägen Regenmessern. Theoretical and applied climatology. Springer Online Journal Archives 1860-2000
- LISZNÁR P., 2003: Delivery ratio of agricultural catchment in the southwestern Poland. In: COST 623 Final Meeting and Conference. Books of Abstracts and Field Guide. 5-8 July 2003, Budapest Hungary. p. 47.
- LÓCZY D. 2008. Geomorfológia II. - Földfelszíni formák és folyamatok. Dialóg Campus, 2008. p.512
- LOUW, P. J. E., BENNIE, A. T. P. 1991. Soil surface condition effects on runoff and erosion on selected vineyard soils. In W. L. Hargrove, ed., Cover crops for clean water. Ankeny, IA: Soil and Water Conservation Society.
- LOVÁSZ GY. 1965. A reliefenergia új ábrázolása. Földrajzi értesítő 14 pp.131-145
- MAC, I. 1997. Type of Landslides from the Transylvanian Depression with Differentiated Effects on the Morphology of the Slopes, Studia Univ. „Babeş-Bolyai”, Seria Geographia, an XLII, nr. 1-2.
- MAC, I., BUZILĂ, L. 2003. Corelații între stratele de argilă și procesele geomorfologice din România, Studia Univ. „Babeş-Bolyai”, Seria Geographia, an XLVIII, nr. 1.
- MALCZEWSKI, J. 1999. GIS and Multicriteria Decision Analysis. New York, John Wiley and Sons
- MASSARI R. és ATKINSON P. M. 1999. Modelling susceptibility to landsliding: An approach based on individual landslide type. Transactions of the Japanese Geomorphological Union 20: 151–68
- MATTYASOVSKY J. 1957. Az erózió térképezésének kérdései és eddigi eredményei. - MTA Agrártud. Oszt. Közi. pp. 61-68.
- MÉSZÁROS I., PROBÁLD F. 1968. Lejtőtulajdonságok hatása a közvetlen besugárzás mennyiségi eloszlására. Földrajzi Értesítő XVII. 249-255 p.
- MEZŐSI G., MUCSI L. 1993. Remote sensing methods in soil erosion assessment in the Mátra Mountains, Hungary. Acta Geogr. Szeg. Tom. XXXI. pp. 89-98.

- MEZŐSI G., RAKONCZAI J. (szerk.) 1997. Geoökológiai térképezés elmélete és gyakorlata. JATE, Szeged p. 193
- MONGKOLSAWAT, C., THIRANGOON, P. és SRIWONGSA, S. 1994. Soil Erosion Mapping with Universal Soil Loss equation and GIS, <http://www.aars.org/acrs/proceeding/ACRS1994/Papers/DIS94-1.htm>.
- MONTANARELLA, L., JONES, R.J.A. és HIEDERER, R. 2006. The distribution of peatland in Europe Mires and Peat, Volume 1
- MONTGOMERY, D. R. és DIETRICH, W. E. 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research* 30: 1153–71
- MONTGOMERY, D. R., SULLIVAN, K., és GREENBERG, H. M. 1998. Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes* 12: 943–55
- MOORE, I. D., GESSLER, P. E., NIELSEN, G. A., és PETERSON, G. A. 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal* 57: 443–52
- MOORE, I. D., GRAYSON, R. B. és LADSON, A. R. 1991. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications, *Hydrological Processes*, Volume 5 Issue 1, p. 3 - 30.
- MORARIU, T., GÂRBACEA, V. 1968. Deplacements massifs de terrain de type glimee en Roumanie, *Revue Roumaine de Geologie, Geographie, Geophysique, Serie de Geographie*, tome 12, nr. 1-2, Editura Academiei, București.
- MORARIU, T., DIACONEASA, B., GÂRBACEA, V. 1964. Age of Landsliding in the Transylvanian Tableland, *Revue Roumaine de Geologie, Geographie, Geophysique, Serie de Geographie*, nr. 8, București.
- MORGAN, R. P. C., QUINTON, J. N., RICKSON, R. J. 1992. EUROSEM: Documentation Manual. Silsoe College. p. 84.
- MORGAN, R.P.C. 1979. Soil erosion - London, 113 p
- MORGAN, R.P.C, J.N. QUINTON, R.E. SMITH, G. GOVERS, J.W.A. POESEN, K. AUERSWALD, G. CHISCI, D. TORRI, M.E. STYCZEN, 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a process-based approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 527-544.
- MORGAN, R.P.C, QUINTON J.N. 2001. Erosion Modelling. In: Harmon&Doe III (eds), *Landscape erosion and evolution modeling*. Plenum Publishers, New York, 540 pp.
- MOTOC, M., TRĂȘCULESCU, FL. 1960. Talajpusztulás–talajvédelem a mezőgazdasági területeken. FM, Mg-i és Erdészeti Állami Könyvkiadó, Bukarest, p. 432
- MOTOC, M. 1963. Eroziunea solului pe terenurile agricole și combaterea ei. Ed. Agro-silvică. București

- MOTOC, M., IONIȚĂ, I., 1983. Unele probleme privind metoda de stabilire a indexului ploii și vegetație pentru ploi singulare în intervale scurte. Buletinul ASAS nr. 12
- MOTOC, M., SEVASTEL, M., 2002. Evaluarea factorilor care determină riscul eroziunii hidrice în suprafață, Editura Bren, București, p. 60.
- NEARING, M. A., FOSTER, G. R., LANE, L. J., FINCKNER, S. C. 1989. A process-based soil erosion model for USDA – Water Erosion Prediction Project technology. Transactions of American Society of Agricultural Engineers, 32. pp. 1587-1593.
- NORRIS, J.E. et al. 2008. Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions. Springer Science. p.287
- OLDEMAN, L.R., HAKKELING, R.T.A., SOMBROEK, W.G. 1991. World Map of the status of human-induced soil degradation, and explanatory notes, Global Assessment of Soil Degradation (GLASOD), ISRIC, Wageningen, The Netherlands.
- OYGARDEN, L., LUNDEKVAM H., ARNOLDUSSEN A.H., BORRESEN T. 2006. Norway. In Boardman J. and Poesen J. (eds). Soil erosion in Europe. John Wiley & Sons, Ltd. pp. 4-15
- PATRICHE, C. V. 2004. Cuantificarea eroziunii solului pe baza USLE folosind SIG și impactul acesteia asupra fertilității. Aplicație la teritoriul Podișului Central Moldovenesc dintre râurile Vaslui și Stăvnic, An. Șt. Univ. „Ștefan cel Mare” Suceava, s. Geogr., XIII-2004, p 39-50
- PATRICHE, C. V., CĂPĂȚĂNĂ, V. ȘI STOICA, D. L., 2006. Aspects regarding soil erosion spatial modeling using the USLE/RUSLE within GIS. Geographia Technica, 2, Cluj-Napoca, 87-97.
- PÁVAY E. 1871. Kolozsvár környékének földtani viszonyai Austria-Hungary.- Magyar Királyi Földtani Intézet. Évkönyve (Mittheilungen aus dem Jahrbuche), Vol. 1.
- PÉCSI M. 1971. Geomorfológia mérnökök számára: A felszínformáló exogén erők dinamikája. Budapest: Tankönyvkiadó.
- PÉCSI M. 1991. Geomorfológia és domborzatminősítés. Budapest: MTA Földrajzi Kutatóintézet.
- PENDEA, FL. 2005. Paleomediile geomorfologice ale Cuaternarului superior în Depresiunea Transilvaniei (Eemian-Weichselian-Holocen), Teză de doctorat, Facultatea de Geografie, Univ. ”Babeș-Bolyai”, Cluj-Napoca.
- PINCZÉS Z., BOROS L. 1967. Eróziós vizsgálatok a Tokaji-hegy szőlőterületein. Acta Geographica Debrecina, 5-6. pp. 308-325.
- PINCZÉS Z. 1968. Vonalas erózió a Tokaji-hegy löszén. Földr. Közl. 16. 2. pp. 159-171.
- PINCZÉS Z. – KERÉNYI A. – MARTONNÉ ERDŐS K. 1978. A talajtakaró pusztulása a Bodrogkeresztúri-félmedencében. – Földr. Közl. XXVI. pp. 210–236.
- PLUMMER CH.C.-MCGEARY D. 1991. Physical Geology. Fifth edition. Wm.C.Brown Publishers ISBN 0-697-09826-3, pp. 181-197

- PRETTY, J.N., C. BRETT, D. GEE, R.E. HINE, C.F. MASON, J.I.L. MORISON, H. RAVEN, M.D. RAYMENT, G. VAN DER BIJL, 2000. An assessment of the total external costs of UK agriculture. *Agricultural Systems*, 65: 113-136.
- PROTODIAKONOV, M. M. 1964. Methods of evaluation of cracks and strength of rock systems at depth. Proc. 4th Intl. Conf. Strata Control and Rock Mechanics.
- PUJINA, D. 1985. Amenajarea versanților afectați de alunecări de teren, *Revista Cercetări Geomorfologice pentru Lucrările de Îmbunătățiri funciare*, Universitatea București, Institutul de Geografie București, ISPIF București, pp. 103-118.
- PUJINĂ, D., 1997. Cercetări asupra unor procese de alunecare de pe terenurile agricole din Podișul Bârladului și contribuții privind tehnica de amenajare a acestora, Teză de doctorat, Univ. „Gh. Asachi”, Iași.
- PUJINA D., 2008. Studiul și ameliorarea terenurilor alunecate din Podișul Moldovei, Ed. Performantica Iasi,
- PUJINA, D., 2009. Cercetarea alunecărilor de teren în România <http://pujinadorel.ecosapiens.ro>
- QUINN, P. F., BEVEN, K. J., CHEVALLIER, P., ÉS PLANCHON, O. 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models', *Hydrolog. Process.*, 5, pp. 59-79.
- REID, I. 1973. The influence of slope orientation upon the soil moisture regime, and its hydrogeomorphological significance. *Hydrol.* 19:309–321.
- RENARD, K. G. – FOSTER, G.R. – WEESIES, G.A. – PORTER, J.P. 1991 RUSLE Revised Soil Equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 46 (1) pp. 30-33.
- RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A., MCCOOL, D.K. és YODER, D.C. 1997. Predicting soil erosion by water-a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSSLE). *Agriculture Handbook No. 703. USDA-ARS.*
- RICHTER G., MEZŐSI G. 1990. Bodenerosion, Winderosion und Bodenfruchtbarkeit – eine quantitative Naherung mit EPIC Model. *Acta Geographica Szegediensis* 28-30. Szeged. pp. 67-81.
- RILEY, J., 2001. Multidisciplinary indicators of impact and change:key issues for identification and summary, *Agriculture, ecosystems&Environment* 87:245-259.
- ROSE, C. W., WILLIAMS, J. R., SANDER, G. C., BARRY, D. A. 1983. A mathematical model of soil erosion and deposition process I. Theory for a plane element. *Soil Science Society of Am. Journal* 47. pp. 991-995.
- SAATY, T.L.1980. *The analytic hierarchy process*, McGraw-Hill, New York.
- SALAMIN P. 1980. A víz szerepe a magyarországi sík-, domb- és hegyvidékek felszínének alakulásában. *Földrajzi közlemények*, 28 pp.308-330.
- SANCHEZ, J., LILLO P., COLOMER J.C. 1998. Application of the universal soil loss equation (adapted) in Gran canaria Island. In: Rodriguez A., Jimenez C.C

- and Tejedor M.L. (eds). The 66 soil as a strategic resource: degradation processes and conservation measures. Geoforma Ediciones, Logrono:207-217.
- SANTORO, V., AMORE, E., MODICA, C., NEARING, M. A. 2000. Application of two soil erosion models to a large Sicilian basin. In: Abstracts Book. Man and Soil at the Third Millennium. 28 March - 1 April, 2000. Valencia. p. 310.
- SCHMIDT J. 1998. Modellbildung und Prognose zur Wassererosion. In: Bodenerosion (ed: Richter, G.). pp. 137-151.
- SCHUYLENBORGH, J. VAN 1972. Short introduction to the physico-chemical aspects of weathering and soil formation. Lecture notes I.T.C. Enschede.
- SEBASTIAO, S. és PEREIRA L.S., 2002. Validation of RUSLE for predicting soil losses in South Portugal. In: J.L. Rubio, R.P.C Morgan, S. Asins and V. Andreu (eds). Proceedings of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation. Man and Soil at the Third Millennium. Geoforma Ediciones, Logrono, pp. 1881-1892.
- SHARPE, C. F. S. 1938. Landslides and related phenomena. Columbia University Press, N.Y.
- SOLE, A. 2006. Spain. In: Boardman J. and Poesen J. (eds). Soil erosion in Europe. John Wiley&Sons, Ltd. pp.311-346.
- SOUZA, V.P.C.D. , MORGAN, R.P.C. 1976. A laboratory study of the effect of slope steepness and curvature on soil erosion. Journ. Of Agricult. Engineering research 21 pp.21-31
- SPAROVEK G., WEIWL M. DE A. M., DA SILVA E. F., SCHNUG E. 1998. The life-time concept as a tool for erosion tolerance definition. Proceedings of the World Congress of Soil Science. CD. Symposium no: 31, Scientific registration No. 1280. Montpellier, France.
- STEFANOVITS P. 1964. Talajpusztulás Magyarországon (Magyarázatok Magyarország eróziós térképéhez). OMMI Kiadványai. OMMI, Budapest
- STEFANOVITS P. 1966. Talajvédelmi tervek talajtani megalapozása. Agrokémia és talajtan. Tom 15. Nr.2
- STEFANOVITS P. 1977. Talajvédelem, környezetvédelem. Mezőgazdasági Kiadó Budapest, pp. 243.
- STEFANOVITS P. 1981. Talajtan. Mezőgazdasági Kiadó. Budapest
- STEFANOVITS P. 1992: Talajtan. Mezőgazda Kiad., Budapest, pp. 380.
- STEFANOVITS P. 1999. A talajdegradáció, a talajromlás. In: Talajtan (Szerk: Stefanovits P.). 321-346. Mezőgazda Kiadó, Budapest.
- STEFANOVITS P.–FILEP GY.–FÜLEKY GY. 1999. Talajtan. Mezőgazda Kiadó, Budapest p. 470.
- STRAUSS, P. és E. KLAGHOFER, 2006. Austria. In: Boardman J. and Poesen J. (eds). Soil erosion in Europe. John Wiley&Sons Ltd. Pp 205-212.
- SURDEANU, V. 1988. Continuitate și ciclicitate în procesul de alunecare, Lucr. Sem. Geogr. „Dimitrie Cantemir”, nr.8, Universitatea Al. I. Cuza, Iași.

- SURDEANU, V. 1998. Geografia terenurilor degradate. I. Alunecări de teren, Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
- SURDEANU, V., PETREA, D., RUS, I., IRIMUS, I.A. 2008 Deep-seated landslides (glimee) in the Saschiz and Șoard-Secuieni area. Geomorphological settings, IAG regional conference on geomorphology, Brașov, Romania, 15-26 september 2008.
- SWANSON, F. J. és DRYNESS, C. T. 1975. Impact of clear-cutting and road construction of soil erosion by landslides in the western Cascade Range, Oregon. *Geology* 3: 393–6
- SZABÓ SZ. 2004. Talajtulajdonságok szerepének értékelése egy tájérzékenységvizsgálat példáján, *Studia Geographica* 13., Debreceni Egyetem, 152 p.
- SZABÓ J. 1993. Vergleichende Untersuchung der Rutschungsprozesse in Ungarn. *Berliner Geographischer Arbeiten. Heft 79.* Berlin. pp. 133-161
- SZABÓ J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében, Debrecen pp. 1-221
- SZÁDECZKY GY. 1897. A danki földcsuszamlás. *Erdélyi Múzeum-Egylet Természettudományi értesítője.* XXII. évf. (1).pp.1-10
- SZÍJÁRTÓ A. 2007. MultiMédia az Oktatásban 2007 konferencia kiadvány: 3D Domborzat modell készítése raszteres térképek alapján. p.365-370
- TAKKEN, I. L., BEUSELINK, J., NACHTERGAELE, G., GOVERS, J., POESEN, G., DEGRAER, 1999. Spatial evolution of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena*, 37: 431-447
- THYLL S. 1992. Talajvédelem és vízrendezés dombvidéken (Soil protection and water management on hilly areas). (in Hungarian) *Mg. Kiadó, Bp.*, p. 49.
- TÖRÖK Z. 1939. Geomorfológiai tanulmányok Segesvár vidékéről. *Erdélyi Múzeum XLIV kötet.2 füzet.* Kolozsvár
- TÖRÖK Z. 1944. a Görgény és a Sajó völgyek közötti medenceszegély földtani viszonyai. *Múzeumi Füzetek 1944. II kötet*
- TORRI, D., BORSELLI, L., GUZZETTI, F., CALZOLARI, M.C., BAZZOFFI, P., UNGARO, F., BARTOLINI, D., SALVADOR, P. 2006. Italy. In: Boardman J. and Poesen J. (eds). *Soil erosion in Europe.* John Wiley&Sons, Ltd. Pp. 17-25.
- TÓTH A., SZALAI Z., JAKAB G., KERTÉSZ Á., BÁDONYI K., MÉSZÁROS E. 2001. Talajpusztulás modellezése MEDRUSH modell alkalmazásával. *Földrajzi Értesítő* 50/1-4. pp. 127-136.
- TÖVISSI J. 1958. Tömegmozgások a Nyárádmagyarósi medencében, - kézirat
- TÖVISSI J. 1963. Alunecări de teren în regiunea comunei Nyárádmagyarós – *Studia Universitatis Babeș-Bolyai* pp. 1-8
- TOVISSI I. 1970. Contribuții la problema analiza dinamicii versanților, *Studia Univ. "Babeș-Bolyai"*, Cluj-Napoca, Seria Geographia, fasc. 1, Cluj-Napoca
- TÓZSA I. 1998. Tájépi homogenitás Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 1998/3. XLVII.. pp. 432-45
- TUFESCU, V. 1966. Modelarea naturala a reliefului si eroziunea accelerata, Editura Academiei, Bucuresti.

- TULOGDY J. 1925. Kolozsvár környékének pleisztocén képződményei. Erdélyi Irodalmi Szemle. II. évf. 6. szám. p.274
- UJVARI J., BUZ, V. 1973. Perioade caracteristice de supraumectare a apelor subterane și procesele gravitaționale de versant, Studia Univ. Babeș-Bolyai, seria Geographia, fasc. 2, Cluj-Napoca.
- URDEA, P., ARDELEAN FLORINA, ONACA, AL., ARDELEAN, M. 2008. Deep-seated landslides (glimee) in the Saschiz and Șoard-Secuieni area. Geophysical investigations, IAG regional conference on geomorphology, Brașov, Romania, 15-26 septembrie 2008.
- VAN DER KNIJFF, J.M., R.J.A. JONES, L. MONTANARELLA.2000. Soil erosion risk assessment in Europe. EUR 19044EN, 33pp.
- VÁRALLYAY GY. 1994. Talaj – talajvédelem – talajhasználat, In: Természeti és társadalmi környezetünk (Varga E. ed.), Budapest, ELTE TTK, pp. 3-71.
- VÁRALLYAY GY. 2003. A talajok környezeti érzékenységének értékelése, Tájökológiai Lapok, 1., No. 1., pp. 45-62.
- VARNES, D. J. 1978. Slope movement types and processes: In: Schuster RL, Krizek RJ (eds) Landslides: analysis and control. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington, DC.
- VARNES, D. J. 1984. Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice. Paris, UNESCO Press
- VERSTRAETEN, G., POESEN, J., DE VENDE, J., KONINCKX, X. 2003. Sediment variability in Spain: a quantitative and semi-quantitative analysis using reservoir sedimentation rates. Geomorphology 50: 327-348.
- VERSTRAETEN, W.W., VEROUSTRAETE, F., FEYEN, J. 2006a. On temperature and water limitation in the estimation net ecosystem productivity: implementation in the PEM C-Fix. Ecol. Model. 199 (1), 4–22.
- WEISSHAIDINGER, R. és LESER H., 2006. Switzerland. In: Boardman J and Poesen J. (eds) Soil erosion in Europe. John Wiley&Sons, Ltd. Pp. 231-244
- WERNER, M., SCHMIDT, J. 1996. Erosion-3D. Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser. In: Sächs. Landesanst. f. Landwirtsch. u. Sächs. Landesamt f. Umwelt und Geol.: Erosion 2D/3D. Ein Computermodell zur Simulation der Bodenerosion durch Wasser. Bd. 3, Dresden. p.135.
- WILLIAMS, J.R., BERNDT, H.D., 1977. Sediment yield prediction based on watershed hydrology. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers 20: 1100–1104.
- WILLIAMS, J. R., DYKE, P. T., FUCHS, W. W., BENSON, V. W., RICE, O. W., AND TAYLOR, E. D. 1990. EPIC-Erosion/productivity impact calculator: 2. User Manual. Tech. Bull. No. 1768, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- WILKINSON, M.T., HUMPHREYS, G.S. 2006. Slope aspect, slope length

- and slope inclination controls of shallow soils vegetated by sclerophyllous heath—links to long-term landscape evolution *Geomorphology* 76 (2006) pp.347–362
- WILSON, J.P. 1986. Estimating the topographic factor in the Universal Soil Loss Equation for watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 41, pp. 179-184.
- WISCHMEIER, W. H. és SMITH, D. D. 1965. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *Agricultural Handbook 282*: USDA, ARS, 47 pp.
- WISCHMEIER, W.H., SMITH, D.D. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Trans. Amer. Geophys. Union* 39 (2): 285-291 p
- WISCHMEIER, W. H., és SMITH, D. D., 1960. A universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. *Trans. Int. Congr. Soil Sci.*, 7th, pp. 418-425.
- WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. 1962. Rainfall energy and its relation to soil loss. *Trans. AGU*39,pp. 285-291.
- WISCHMEIER, W.H. AND D.D. SMITH. 1978. *Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning*. Agriculture Handbook No. 537. USDA/Science and Education Administration, US. Govt. Printing Office, Washington, DC. 58pp.
- WOOD, E.F.- SIVAPALAN, M. - K.J. BEVEN. 1990. Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews in Geophysics*, 28. pp1-18.
- WOOLHISER, D. A., SMITH, R. A., GOODRICH, D. C. 1990. *KINEROS: A kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual*. USDA, Agricultural Research Service ARS-77.
- WU, W. AND SIDLE, R. C. 1995. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research* 31: 2097–110
- YOUNG, R. A., ONSTAD, C. A., BOSCH, D. D., ANDERSON, W. P. 1994. *Agricultural Non-Point-Source Pollution Model (AGNPS). User's Guide (Version 4.03)*. USDA, Agricultural Research BURN C.R.,
- ZUNG, B. A. 2008. *Landslide soils and geomorphology in Camp Davis Quadrangle, Bridger-Teton National Forest, Wyoming*. pp. 1-178

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném kifejezni hálás köszönetemet mindazoknak, akik segítettek doktori tanulmányaimat és disszertációm elkészítését.

Mindenekelőtt köszönetemet fejezem ki témavezetőmnek, Prof. Dr. Kerényi Attila egyetemi tanárnak, aki doktoranduszi éveimet végig segítette, és akinek munkássága, kitartó segítőkészsége, türelme és embersége igaz példa előttem. Kezdetektől fogva aktív irányítója volt munkámnak, a témaválasztás pillanatától kezdve mindvégig maximálisan támogatott, szakmai útmutatása és tanácsai nélkül nem készülhetett volna el ez a dolgozat.

Hálás köszönet jár Dr. Jakab Sámuel tanár úrnak, egykori tanáromnak, hogy egyetemi éveim során megismertette és megszerettette velem a talajtan tárgyát. Munkámat végigkísérte, segítette, bármilyen tanácsért bármikor bizton fordulhattam hozzá.

Továbbá köszönetet szeretnék mondani Prof. Dr. Szabó Józsefnek, Dr. Forró Editnek és Martonné dr. Erdős Katalinnak, akik a munkahelyi vitára beadott anyag alapos áttekintésével, részletes bírálatával, kritikus megjegyzéseikkel és tanácsaikkal elősegítették a dolgozat jelenlegi formájának kialakítását.

Publikációs tevékenységemben nyújtott segítségét és megértését szeretném megköszönni Dr. Tiner Tibor úrnak.

A fordításokban nyújtott segítségéért, gyors és minőségi munkájáért hálás köszönet jár McIntosh William Richardnak.

A Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskolája tanárainak, munkaközösségének köszönöm szakmai fejlődésem segítését, irántam tanúsított jóindulatát, szívésségét.

Megköszönöm, hogy munkámat a TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0024 jelű pályázat is támogatta.

Köszönetemet szeretném kifejezni azon személyeknek és intézményeknek, akik a debreceni tartózkodásaim idején szállást nyújtottak, ezzel is segítve munkámat.

Köszönöm mindazon barátaimnak, rokonaimnak és ismerőseimnek a támogatását, akik biztattak és bíztak bennem, hogy ez a dolgozat elkészül.

Végül, de nem utolsósorban szeretnék köszönetet mondani szüleimnek és feleségemnek a kitartó támogatásért, türelmükért, megértésükért és a nyugodt háttér megteremtéséért.

FÜGGELÉK

A szerző legfontosabb publikációi

NEMZETKÖZI FOLYÓIRATBAN

FAZAKAS Cs. 2012. Role of slumps in the changing process of soil formation and soil degradation. Hungarian Geographical Bulletin. Journal of the Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, Geographical Institute. Hungarian Academy of Sciences., Vol.6. No 4. pp. 299-316. ISSN: 0015-5403

FAZAKAS Cs. 2013. Climate, geomorphological and geological factors of slump development on a Transylvanian example. Hungarian Geographical Bulletin. Journal of the Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, Geographical Institute. Hungarian Academy of Sciences. ISSN: 0015-5403

Közlésre elfogadva

BP-en kiadott, nemzetközi szerk. bizottsággal működő folyóirat
Lektorált, a SCOPUS által referált

LEKTORÁLT FOLYÓIRATBAN IDEGEN NYELVEN

JAKAB, S. - FAZAKAS, Cs. - FÜLEKY, GY. 2011. Andosols of the East Carpathian volcanic range. Acta Universitatis Sapientiae Agriculture and Environment Volume 3, pp. 110-121. ISSN 2065-748X

FOLYÓIRATOK KÜLÖNSZÁMAIBAN MAGYAR NYELVEN

JAKAB, S. – FAZAKAS, Cs. Dombvidékeink talajtani viszonyai különös tekintettel a talajvédelem - Collegium Geographicum, Kolozsvár, ISSN 2065-3859 különszáma

FAZAKAS, Cs. – JAKAB, S. Dombvidékeink talajtakarójának sokszínűsége a lejtődinamika tükrében - Múzeumi Füzetek Acta Scientiarum Transylvanica - Agronomia ISSN:1842-5070.

FOLYÓIRATOKBAN MAGYAR NYELVEN

FAZAKAS, Cs. 2011. A hagyományos és a digitális eróziós térképezés. Acta scientiarum Transylvanica - Múzeumi Füzetek. 17–18/2, 2009–2010 Erdélyi Múzeum Egyesület ISSN:1842-5070. pp. 20-33.

FAZAKAS, Cs. 2005. Új módszerek a talajerózió becslésére. Környezetvédelmi füzetek III. Erdőszentgyörgy, 2005. pp 48-50. ISSN 1841-5660

EGYÉB KIADVÁNYOKBAN MAGYAR NYELVEN

FAZAKAS, Cs. – KOVRIG, Z. 2004. A bözödújfalui tározó környezeti és társadalmi hatása) –in: A táj változásai a Kárpát-medencében, Víz a tájban, Környezetkímélő Agrokémiáért Alapítvány, Szent István Egyetem, Gödöllő, pp.152-155. ISBN 963-217-975-7

FAZAKAS, Cs. – JAKAB, S. 2004. Lejtős tömegmozgások Bekecsalján II. Magyar Földrajzi Konferencia közleményei, Konferencia CD ROM pp. 1-12 http://geography.hu/cdrom/mfk2004/cikkek/fazakas_jakab.pdf

FAZAKAS, Cs. – JAKAB, S. 2010. Talajjavító munkálatokat megalapozó előtanulmányok a Kis-Küküllő völgyében (Erdőszentgyörgy-Balavásár közötti szakasz) A táj változásai a Kárpát-medencében. Tájhasználat és tájatalakulás a 18-20. században. pp.52-61. Környezetkímélő Agrokémiáért Alapítvány, Szent István Egyetem Gödöllő ISBN:978-963-06-2214-1

FAZAKAS, Cs. 2008. Lejtős tömegmozgások a Kis-Nyárad vízgyűjtőjében, A táj változásai a Kárpát-medencében. Az erdélyi táj változásai. Környezetkímélő Agrokémiáért Alapítvány, Szent István Egyetem, Gödöllő pp: 119-124. ISBN: 978-963-269-096-4

MELLÉKLET

A mintaterületeken vizsgált talajegységek (pedonok) helyszíni és laboratóriumi jellemzői

1. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Agyagbemosódásos közepesen pszeudoglejes barna erdőtalaj

Domborzat: 12-17 %, enyhén hullámos lejtő – ÉNY - i kitettség

Talajvízszint mélysége: 5 m <

Területhasználat: szántó, legelő

Parcella mérete: 56 ha

Szelvéyszám: 23,33,39

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	CaCO ₃ %	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Asz	10-20	5,20	-	3,97	0,171	10	102	10,2	4,3	-	72,5
Ao	30-40	5,40	-	2,49	0,124	4	91	8,6	6,6	15,2	56,6
Btw	60-80	5,48	-	2,10	0,130	6	103	7,5	4,2	14,1	70,3
C	80-107	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 - 0,02 mm	Vályog 0,02 - 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Asz	10-20	10yR4/3	3,4	28,4	35,1	33,1
Ao	30-45	10yR4/2	5,5	34,8	31,8	27,8
Btw	60-80	10yR5/6- 10yR4/4	5,2	14,2	34,5	46,0
C	80-107	10yR5/8	5,3	13,9	36,4	54,4

2. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Agyagbemosódásos erősen pszeudoglejes, gyengén erodált barna erdőtalaj

Domborzat: enyhén hullámos lejtő, 17-25%, ÉNY-DNY kitettség

Talajvízszint mélysége: 5m <

Területhasználat: szántó, legelő

Parcella mérete: 33,5 ha

Szelvéyszám: 16, 17, 38, 34, 24, 18, 25

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	CaCO ₃ %	Humusz. %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Apw	10-20	6,28	-	1,43	0,092	17	142	12,6	3,9	16,5	76,4
Btw1/2	50-60	6,18	-	1,00	0,065	13	150	18,0	2,7	20,7	78,0
C	120-130	7,86	11,8	-	-	-	-	-	-	-	-

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Apw	10-20	10yR5/4	4,9	29,0	34,0	33,1
Btw	50-60	10yR5/4- 2,5y 5/2	5,0	20,9	24,2	44,9
C	120-130	2,5y 5/2- 2,5y 4/2	0,2	17,6	34,3	48,8

TALAJEGYSÉG SZÁMA 3

Talajtípus: Agyagbemosódásos enyhén pseudoglejes mólikus barna erdőtalaj

Domborzat: enyhén hullámos 12% lejtő, É-ÉNY kitettség,

Talajvízszint mélysége: 5m <

Területhasználat: szántó

Parcella mérete: 16, 8

Szelvényszám: 10, 4, 19, 22, 13, 14, 37, 41, 31, 40

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V %
Ap	10-20	5,80	4,64	0,234	11	91	15,1	6,6	21,7	69,6
Am	35-40	5,92	3,72	0,180	7	66	17,8	7,5	25,3	70,4
Btw	70-80	6,20	-	-	-	-	26,6	4,2	30,8	86,4

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Aaz	10-20	10yR3/3	11,5	34,8	22,7	30,9
Am	35-40	10yR3/2	7,6	27,3	32,0	33,1
Btw	70-80	2.5y 5/4	8,2	14,9	24,2	52,6

4. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Külügzött közepesen pszeudoglejes barna erdőtalaj,

Domborzat: 7%-os, ÉNY-i kitettségű lejtő

Talajvízszint mélysége: 5 m

Területhasználat: szántó

Parcella mérete: 2.1ha

A szelvény szám: 5

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Ap	10-20	5.60	2.60	0.110	7	91	10.5	7.5	1.0	58.1
El	30-35	5.70	0.92	0.040	5	58	4.0	4.5	9.5	42.0
EBw	45-55	5.88	0.31	0.034	4	58	7.2	3.9	11.1	64.9
Btw	100-110	5.32					16.6	5.7	22.3	74.4

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 - 0,02 mm	Vályog 0,02 - 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Asz	10-20	10yR4/3	9.4	42.	27.5	20.4
El	30-35	10yR5/2	12.9	38.1	27.6	21.4
E/Bw	44-55	10yR5/2- 10yR5/3	10.9	39.8	24.6	24.6
Btw	100-110	10yR 5/3- 10yR5/6	4.3	21.0	23.2	51.5

5. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Savanyú barna erdőtalaj

Domborzat: enyhén hullámos, 17-25% -os Ny-DNy kitettségű lejtő

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: legelő

Parcella mérete: 7,8 ha

Szelvényszám: 3

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Ao	10-20	5.35	1.42	0.080	6	166	4.0	4.8	8.8	45.5
A/B	50-60	5.90	0.96	0.041	3	83	5.0	3.9	8.9	56.2
Bv	100-110	5.85	-	-	-	-	6.8	3.6	10.7	63.6
C	140-150	5.38	-	-	-	-	9.4	6.6	16.0	58.8

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Ao	10-20	10yR4/4	16.0	48.3	1.3	19.4
A/B	50-60	10yR4/6	5.7	41.8	22.6	29.8
Bv	100-110	10yR4/6	4.0	43.3	22.6	30.1
C	140-150	10yR4/6	5.4	44.1	20.6	29.8

6. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Fekete nyiroktalaj

Domborzat: DNy, 3-5 %

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: legelő

Parcella mérete: 17.1ha

Szelvénytérkép: 9, 11,12, 27

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Amw	10-20	5,5	4,59	0,205	3	116	18,0	9,0	27,0	66,6
Btw1	40-50	6,0	1,42	0,078	5	83	17,6	4,5	22,1	79,6
Btw2	50-105	6,2	1,40	0,045	2	43	-	-	-	-

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Amw	10-20	10yR2/1	6,1	27,8	33,0	33,1
Btw1	40-50	10yR3/2	8,7	26,8	24,9	39,5
Btw2	50-105	10yR3/2	9,0	25,0	22,0	44,0

7. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Lápos réti talaj

Domborzat: lejtőn levő mikro-medence, DNy-ÉK kitettség

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: _

Parcella mérete: 1,2 ha

Szelvénytérkép: 8

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Aw	10-20	6,13	2,52	0,125	2	91	20,2	5,1	25,3	79,8
Bw	40-50	6,68	0,50	0,052	5	125	22,3	2,7	25,0	89,2

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Aw	10-20	10yR3/4	10,7	18,6	31,2	39,5
Bw	40-50	10yR5/2- 5yR4/6	4,9	23,0	27,2	44,9

8. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Típusos réti talaj

Domborzat: 8-10%-os lejtő alsó része, DNy-i kitérttség

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: legelő

Parcella mérete: 7,6 ha

Szelvényszám: 7, 36

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Amw	10-20	5.90	3.86	0.176	4	100	17.3	4.5	21.8	79.4
Bw	40-50	6.93	0.44	0.043	5	108	22.0	1.5	23.5	93.6

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Amw	10-20	10yR 3/2	11.4	32.9	24.7	30.9
Bw	40-50	10y 5/2- 5yR 4/6	3.8	36.6	21.9	42.7

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Am	5-15	10yR3/3	24,2	31,8	21,5	22,5
A/D	25-35	10yR3/3-10yR3/4	22,7	33,0	15,4	28,8
D	35-55	10yR3/3-10yR3/4	-	-	-	-

11. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Földes kopár

Domborzat: csuszamlásos lejtőn, Ény-i kitettség, 25-30 %-lejtőszög

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: legelő

Parcella mérete: 4,0 ha

Szelványszám: 26

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	CaCO ₃ %	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
C	10-20	8,11	11,6	0,2	-	-	-	-	-	-	-

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - ,2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
C	10-20	10yR5/6-2.5y5/4	0,4	20,6	38,4	40,8

12. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Lejtőhordalék talaj

Domborzat: DNy-i 18-20%-os lejtő alsó fele (felső részén erózió)

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: szántó, legelő

Parcella mérete: 5,9 ha

A főszelvény száma: 21, 29

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	CaCO ₃ %	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Ap	10-20	7,85	8,0	1,93	0,125	7	64				
Ao	50-80	8,04	11,2	0,83	0,057	4	87				

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - 2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Izlap 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Ap	10-20	10yR4/4	4,4	36,5	32,4	26,8
Ao	50-80	10yR4/4- 10yR4/3	5,0	33,2	27,9	33,7

13. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Enyhén pangóvízes lejtőhordalék talaj

Domborzat: ÉK-i kitettségű 5-7 %-os lejtő alsó felén

Talajvízszint mélysége: több mint 5 m

Területhasználat: szántó

Parcella mérete: 35 ha

Szelvényszám: 15

KÉMIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	pH	CaCO ₃ %	Humusz %	Össz N %	Felv. P %	Felv. K %	Sb	SH	T	V%
Asz	10-20	6,63		3,10	0,200	9	16	23,0	2,7	25,7	89,5
Ah	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Aow	60-70	8,10	10,2	0,80	0,050	9	108				

MORFOLÓGIAI JELLEMZŐK

Talajszint	Mélység (cm)	Szín	Szemcseösszetétel			
			Durva homok 2,0 - 2 mm	Finom homok 0,2 – 0,02 mm	Vályog 0,02 – 0,002 mm	Agyag < 0,002 mm
Ap	10-20	10yR4/3	4,3	15,6	39,5	40,6
Ah	-	10yR4/3	-	-	-	-
Aow	60-70	2,5y5/3	0,9	11,0	47,5	40,5

14. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Összetett: - agyagbemosódásos barna erdőtalaj (60%)
- vázталaj (40%)

A 2 és 11 talajegységek leírásainak megfelelően

15. TALAJEGYSÉG

Talajtípus: Összetett: - mólikus kőzetvázas földes kopár (60%)
- erősen pangóvízes agyagbemosódásos barna erdőtalaj (30%)
- vázталaj (10%)

A 10, 2, 11 talajegységek leírásainak megfelelően