O M M I K I A D V Á N Y A I

1 Ser. Sorozat

GENETIKUS TALAJTÉRKÉPEK
FŐSZERKESZTŐ: GEREI LÁSZLÓ

No. Szám 7

STEFANOVITS PÁL

TALAJPUSZTULÁS MAGYARORSZÁGON
(MAGYARÁZATOK MAGYARORSZÁG ERÓZIÓS TÉRKÉPÉHEZ)

Scanned from original by ISRIC – World Soil Information, as ICSU World Data Centre for Soils. The purpose is to make a safe depository for endangered documents and to make the accrued information available for consultation, following Fair Use Guidelines. Every effort is taken to respect Copyright of the materials within the archives where the identification of the Copyright holder is clear and, where feasible, to contact the originators. For questions please contact soil.isric@wur.nl indicating the item reference number concerned.

1964

OMMI
Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet,
Budapest

Szerkesztő bizottság

BACSÓ ALBERT, GEREI LÁSZLÓ, JASSÓ FERENC, MÁTÉ FERENC, PÁNTOS GYÖRGY, SIK KÁROLY, STEFANOVITS PÁL, SZABOLCS ISTVÁN és WALGER JÁNOS

Szerkesztette

FEKETE ZOLTÁN

tanszékvezető egyetemi tanár, a mezőgazdasági tudományok kandidátusa

Technikai szerkesztő Walger János

Szerkesztőség: Редакция; Editorialoffice: Schriftleitung: Redaction

Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest II., Keleti Károly u. 24. (Hongrie)

Megjelent a Mezőgazdasági Kiadó gondozásában

Készült az MSZ 5601—59 és 5602—55 szabványok szerint

64. 3782 Bács-Kiskun megyei Nyomda V. Kecskemét

MG 454 — a 6400

HU 1964.01

STEFANOVITS PÁL

TALAJPUSZTULÁS MAGYARORSZÁGON

MAGYARÁZATOK MAGYARORSZÁG ERÓZIÓS TÉRKÉPÉHEZ

1964

OMMI
Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet
Budapest

2071

A talajpusztulás térképezésének története

A hazai talajtani irodalom amennyire gazdag talajkémiai, rendszertani és genetikai vonatkozásokban, oly szegényes a talajpusztulás adatainak ismertetésében. Az alapvető klasszikus talajtani munkák tanulmányozásakor, kezdve Treitz talajtérképén — valamint a hozzá tartozó Magyarázatokon —, folytatva 'Sigmond: Általános talajtanán, majd Kreybig: Az agrotechnika tényezői és irányelvei című munkáján, azt tapasztaljuk, hogy a talajpusztulás jelenségéről csak legfeljebb 1—2 bekezdést olvashatunk, míg az erózió és a defláció területi elterjedéséről egyáltalán nem emlékeznek meg a szerzők. Hasonló a helyzet a talajvédelem szakirodalmával, akár Kund, (1941), akár Rázsó (1934) vagy Dóry (1941) könyveit nézzük. Ez utóbbi munkákban elsősorban a talajpusztulás megfékezésére szolgáló eljárások és gépek alkalmazási módja került ismertetésre, míg az okozott károk országos felmérése, a védekezés helyének konkrét megjelölése és rangsorolása elmaradt.

A hazai szakirodalmat tekintve tehát az 1950-es évek elejéig nem találunk adatokat a talajpusztulás országos elterjedésére, az egyes eróziós formák és fokozatok megkülönböztetésére vonatkozóan. Ezekre az adatokra pedig a mezőgazdaság szocialista átszervezésekor, a kisparcellás paraszti gazdálkodásról a nagyüzemi gazdálkodásra való áttéréskor sürgetően szükség van. Amennyire megmagyarázható, hogy a múltban nem sürgette a szakembereket a talajvédelem előfeltételének, a talajpusztulás elterjedésének felmérése, ugyanúgy érthetővé válik, hogy az 1950-es, majd 60-as években mind fontosabbá és sürgetőbbé lett az e téren tapasztalt hiányok pótlása, a talajpusztulás elterjedésének országos felmérése.

Az első kezdeti lépést a talajpusztulás elterjedésének országos feltárása terén az Agrokémiai Kutató Intézet 1951. évi kezdeményezése jelentette. Mattyasovszky Jenő irányításával, Jelen Katalin közreműködésével ekkor kezdődtek meg az ország eróziós térképének felvételi munkálatai, melyek a későbbi években tovább folytatódtak. A felvételezők sorából először Jelen Katalin vált ki, majd később Mattyasovszky Jenő, de a felvételezés azonos elvek alapján tovább folytatódott, előbb Duck Tivadar, majd később Stefanovits Pál bekapcsolódásával. Ennek a térképezési munkának eredményeként készült el 1959-ben az ország erózió térképe, melyen a Dunántúl, valamint az Északi hegyvidék a részletes térképfelvételek alapján került ábrázolásra, míg az Alföld talajpusztulási viszonyait a talajtérképek és az ezzel kapcsolatban gyűjtött tapasztalatok alapján tüntettük fel.

Ezt megelőzően már jelentek meg tanulmányok és kisebb területekre vonatkozó területi adatok Mattyasovszky (1953), majd Duck (1960) munkájában, sőt vázlatos országos képet Stefanovits (1959, 1963) munkáiból is kaphattunk, de az országos tervezési szintet kielégítő adatok ez alkalommal kerülnek első ízben együttes közlésre.

A talajpusztulás térképezésének, az egyes talajpusztulási formák és fokozatok keletkezésének és értékelésének elősegítésére a fentieken kívül számtalan, részben talajfizikai és vízgazdálkodási, részben növénytermesztési és gépesítési (Lammel

1958) könyv és tanulmány jelent meg, azonban ezek felsorolásától ez alkalommal eltekintünk, mivel munkánk célja elsősorban a területi elterjedés, valamint az ezzel kapcsolatos következtetések közzététele.

Jelen munkánk összeállításánál azt tekintettük feladatunknak, hogy a talajpusztulás elterjedésére vonatkozó, országos szintű adatainkat összefoglaljuk. Ezek tárgyalása előtt azonban szükségesnek tartottuk, hogy a talajpusztulás feltételeit, folyamatait, a pusztulási formákat és fokozatokat röviden ismertessük, hogy így az adatgyűjtés elvi alapjai és az egyes ábrázolt vagy számszerűen bemutatott kategóriák mindenki számára egyértelműen és világosan értelmezhetők legyenek.

Munkánk további részében az adatokat térképszerű és táblázatos formában mutatjuk be, hogy azokat a talajvédelmi tervezést és irányítást végző szakemberek felhasználhassák. Az adatok közlésén túlmenően megkíséreltük az általános törvényszerűségeket is körvonalazni, leírva a tájak talajpusztulási viszonyait és az országos kép megrajzolásakor bemutatva azokat az összefüggéseket, melyek adatainkból és megfigyeléseinkből a talajpusztulásra vonatkozóan megállapíthatók.

Nem térhettünk ki ez alkalommal a talajvédelem célkitűzéseinek, elveinek és módszereinek bemutatására, hanem csak ennek előfeltételét, a talajpusztulás ismeretét kívántuk gyarapítani.

I. A talajpusztulást kiváltó és befolyásoló tényezők ismertetése

A talajpusztulást előidéző tényezők értékelésénél különbséget kell tennünk a természetes viszonyok, elsősorban a természetes növénytakaró alatt kialakuló talajpusztulás, valamint az emberi beavatkozás által módosított talajpusztulás között. Az általános törvényszerűségeket célszerűen a természetes viszonyok között állapíthatjuk meg és ezek módosulását — rendszerint a folyamatok gyorsulását — észlelhetjük az emberi tevékenység hatására.

A talajpusztulás folyamatának kialakulásában szerepet játszó tényezőket két csoportra oszthatjuk: a talajpusztulást kiváltó, valamint a talajpusztulást befolyásoló tényezőkre. Ezek felsorolását az alábbiakban adjuk.

A talajpusztulás tényezői:

Vízerózió esetében:

- kiváltó tényezők
  - csapadék
    - cseppnagyság
    - hevesség
    - tartam
    - az olvadó hó mennyisége és az olvadás ideje
  - lejtő
    - meredekség
    - hosszúság
    - alak
    - kitettség
- befolyásoló tényezők:
  - a talaj nedvességi állapota
  - a talaj vízgazdálkodása
  - talajszerkezet
  - növényborítottság

Deflácié esetében:

kiváltó tényezők	a szél	sebessége örvénylése a deflációs terület hossza
befolyásoló tényezők	a talaj szemcseösszetétele és a szemcsék minősége a talaj szervesanyag-tartalma a talajfelszín érdessége és nedvességi állapota növényborítottság	

A felsorolt tényezők a természetes növénytakarójú és állapotú talaj esetében a természeti viszonyok által meghatározottak. Amint azonban a talaj az emberi tevékenység hatása alá kerül, a tényezők egymáshoz való viszonya megváltozik és ennek következtében a talajpusztulás is vagy gyorsul, vagy mérséklődik.

Az egyes tényezők különböző mértékben és módon befolyásolják a talajpusztulás folyamatainak kialakulását.

A talajpusztulást kiváltó tényezők általában a talaj elmozdulásához szükséges energiát szolgáltatják, míg a befolyásoló tényezők ezeknek az energiáknak a talajra gyakorolt hatását módosítják, ill. a talaj erodálhatóságát csökkentik, vagy fokozzák.

A vízerózióra ható tényezők

Vízerózió esetében a csapadékviszonyok között elsősorban az eső hevességének és tartamának, vagyis a csapadékmennyiségnek van hatása a talajpusztulásra. Mivel a víz által előidézett talajpusztulás csak akkor lép fel, ha a talaj felületén lefolyó víz keletkezik, a csapadék hevességének nagyobbnak kell lenni, mint a talaj vízelnyelő képességének. Ebből viszont az is következik, hogy ugyanazon hevességű csapadék nem minden talajon idéz elő eróziót, csak azon, melynek rosszabb a vízvezetése, mint a csapadék intenzitása. Mivel pedig a vízvezetés még ugyanazon talaj esetében is változik — a talaj nedvességi állapotától és szerkezeti állapotától függően —, ugyanazon talajon és ugyanazon hevességű csapadék sem vált ki mindenkor azonos hatást.

Míg a fent felsorolt feltételek elsősorban a tenyészidőszakban lehulló csapadékra vonatkoznak, tehát olyan állapotra, amikor a talaj nincs átfagyva és a csapadék is eső alakjában érkezik a talajra; módosul a csapadékviszonyok hatása fagyott talaj és hó esetében. A talajra hulló hó, amennyiben nem olvad el rögtön a talaj felszínére érve, felhalmozódik és hosszabb ideig megmarad. Mennyiségét csak a hófelszín párolgása csökkenti, amely veszteség általában nem jelentős. Bármilyen mennyiségű csapadék érkezhet tehát a talaj felszínére hó alakjában, az a csapadékhullás idejében nem vált ki eróziót és kárt csak akkor tehet, ha az olvadás megindul. Az olvadás feltételeitől függően, a havas napokon felhalmozódott csapadék hatása különböző lehet. Lassú olvadás esetében — amikor a nappali olvadást éjszakai fagyok váltják fel — először a hótakaró összeroskadása és eljegesedése következik be, majd pedig a kásás hóban megindul az olvadékvíz lefelé szivárgása. Attól függően, hogy a talajfelszín a fokozatos felmelegedés hatására felengedett, vagy fagyos állapotban kapja az olvadékvizet — annak sorsa különböző. Fagyos állapotban a talaj nem képes a leszivárgó vizet elnyelni, ezért a hó és a talaj érintkezési felületén jégkéreg képződik. További olvadás esetén ez a jégkéreg és a kevés visszamaradó kásás hóolvadék felületi lefolyást idéz elő. A felületi lefolyás talajpusztulást vált ki, melynek mértéke függ az olvadás ütemétől. Minél gyorsabb az olvadás, annál nagyobb a veszélye a talajpusztulásnak, elsősorban a barázdás és a vízmosásos talajerózió

kialakulásának. Végeredményben tehát a téli időszak után az olvadáskor bekövetkező talajpusztulás a felhalmozódott hó mennyiségétől és az olvadás ütemétől függ. Hazánkban a hóolvadás hatására bekövetkező talajpusztulás nem általános. Az évek legnagyobb részében a beköszöntő tavasz csak vékony hótakarót talál, mivel a tél folyamán a hótakaró többször elolvad és megújul. Az olvadás üteme általában nem haladja meg a talaj víznyelését, ezért olvadási eróziót csak az átlagostól eltérő években tapasztalunk.

Hazánk éghajlati viszonyait értékelve azt tapasztalhatjuk, hogy a csapadék mennyiségét és a csapadékos napok számát illetően lényeges különbségek mutatkoznak az egyes tájak között. Általában megállapítható, hogy domb- és hegyvidékeinken több csapadék hullik, mint az Alföldön. Miután nem minden csapadék vált ki talajpusztulást, különbséget kell tennünk aszerint, hogy a csapadék egy huzamosabb csapadékos periódus után érkezik az adott talajra, vagy pedig száraz talajt nedvesít meg. Átázott, tehát huzamosabb csapadék utáni felszín már viszonylag kisebb mennyiségű csapadék hatására is felületi elfolyást és talajpusztulást mutat. Azt tapasztaltuk, hogy szélsőséges esetben már a napi 15—20 mm-es csapadék is idézhet elő talajpusztulást, ha a talaj erősen ázott volt. Ezektől az esetektől eltekintve azonban, általánosítva, a napi 20 mm-es csapadékot tekinthetjük olyannak, mely esetében a talajpusztulás veszélye fennáll, ezért ezeket a napokat eróziós napoknak nevezzük. Az eróziós napok száma a talajpusztulás szempontjából jellemző érték az adott területre.

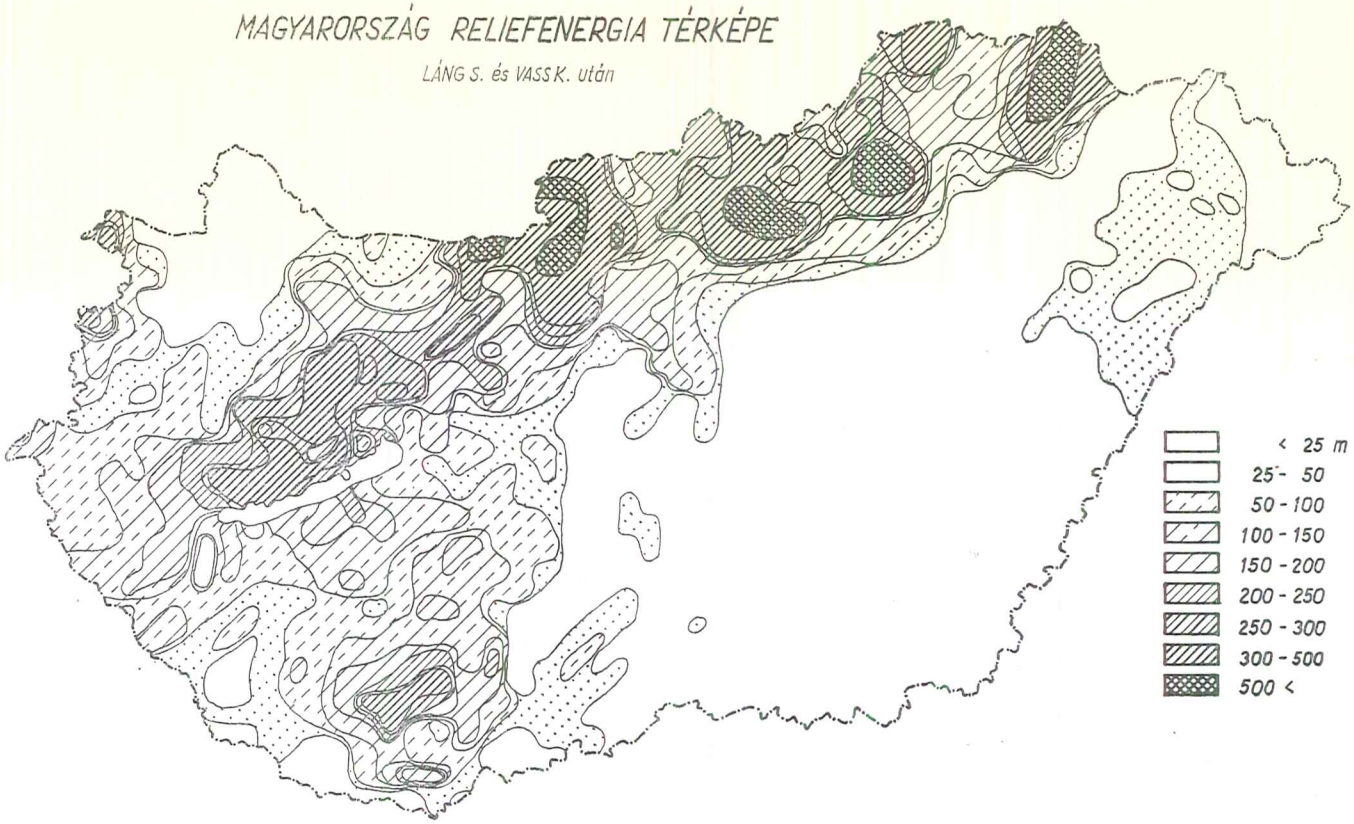
A másik jellemző érték, mely a csapadékadatokból kiszámítható, a nagy hevességű záporok valószínűsége. Csapadékíró berendezés adatainak birtokában, 10 évnél hosszabb megfigyelési adatsor esetében megközelítő számításokat végezhetünk a nagyobb (40—60 mm/óra) hevességű záporok valószínűségére vonatkozóan. Ezek területi eloszlása jól jellemzi egy ország vagy nagy táj talajeróziós feltételeit. Erre vonatkozóan azonban országosan csak kevés hosszabb időszakra vonatkozó adatsor áll rendelkezésünkre.

A vízeróziót kiváltó tényezők másik csoportja a lejtőviszonyokkal kapcsolatos. A lejtők, melyek a vízgyűjtők oldalait képezik, meredekségükkel, hosszúságukkal, alakjukkal és kitettségükkel hatnak a talajpusztulásra.

A lejtőviszonyok országos alakulását jól mutatja az 1. ábrán bemutatott reliefenergia térkép. Az egységnyi területen található legnagyobb szintkülönbség jó tájékoztatást nyújt a lejtőviszonyokról, mert ez szabja meg a lejtők meredekségét és hosszát. A reliefenergia térképből tájékozódást szerezhetünk az erózióbázis és a terület magasabb részei közötti viszonyról is, mely a talajpusztulást jelentős mértékben befolyásolja.

A lejtők meredeksége, melyet fokokban vagy százalékokban adunk meg, elsősorban a felületi lefolyás energiáját szabályozza. Minél meredekebb a lejtő, ugyanazon víztömeg annál nagyobb sebességre gyorsul fel és így annál nagyobb energiát nyer. A nagyobb energia több talajrészt tud helyéről elmozdítani, ill. elszállítani. Ennek következményeként a meredek lejtőkön a talajpusztulás gyorsabb, veszélyesebb formákat ölt és erősebben kifejlett eróziós fokozatokat ér el, mint az enyhébb lejtőkön. 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. E kategóriáknál a lejtőviszonyok mérőszáma a lejtők százaléka, mely megadja, hogy a lejtők vízszintes vetületének 100 m-éhez hány méteres szintkülönbség tartozik.

Sík vagy hullámos területnek nevezzük az 5%-osnál kisebb meredekséget mutató felszínalakulatokat. Ezeken az esetleg keletkező felületi víz elmozdulása csekély



1. ábra. Magyarország reliefenergia térképe. Szerkesztette Láng S. és Vass K. (Színes eredeti alapján átrajzolva.) A térkép a területegységenként mérhető legnagyobb szintkülönbségeket tünteti fel

és kis energiájú. Az eróziós formák közül ritkán lép fel a felületi rétegerózió, míg a barázdás és vízmosásos formák teljesen hiányzanak. Szikes talajokon a padkásodás jelenségével kell számolni.

Az enyhén lejtős területeken, melyek lejtése 5—12%, a felületi víz már jelentősen elmozdul helyéről, közepes energiát nyer és ezért a talajt pusztíthatja. A fenti lejtőviszonyok esetében a felületi rétegerózió gyakoribb, mint a sík vagy hullámos területeken. A felületi lefolyás megjelenése jelentős mértékben függ a talajok vízgazdálkodási tulajdonságaitól, amennyiben ezek kedvezőek, nem képződik felületi lefolyás és nem jelentkezik talajpusztulás.

A közepes lejtésű területek meredeksége 12—17%. Ezeken a lejtőkön vagy lejtőszakaszokon a talajok víznyelése már rendszerint nem elegendő a teljes csapadékmennyiség talajbajuttatására és az így keletkezett felületi lefolyás jelentősen felgyorsul. A felületi rétegerózió mellett a barázdás erózió formája is megjelenik, kellő talajvédelem hiányában és helytelen talajhasználat esetében pedig vízmosások képződése is lehetséges.

Az erősen lejtős területeken, melyeken a lejtési százalék 17—25%-os értéket mutat, mind a felületi vízlepel, mind az erekben egyesült vízfolyások energiája jelentősen nagyobb az előbb felsorolt lejtőkategóriákon tapasztaltaknál. A lejtőkön lefutó víz a felületi rétegerózió mellett — melynek erősebben fejlett fokozatai az uralkodók — gyakrabban váltja ki a barázdás és a vízmosásos eróziót. Az ilyen lejtőviszonyok mellett különösen nagy szerepet játszik a talajok erodálhatósága, mely megszabja a formák és fokozatok arányát.

A meredek lejtőkön — melyeken a lejtési százalék 25%-nál nagyobb — a legnagyobb a talajpusztulás veszélye. Kis ellenállású talajokon a talajpusztulás következtében rendszerint már a talajképző kőzet kerül a felszínre. Nehezen erodálható talajokon is minden esetben észlelhető a talajpusztulás gyengébb vagy erősebb folyamata.

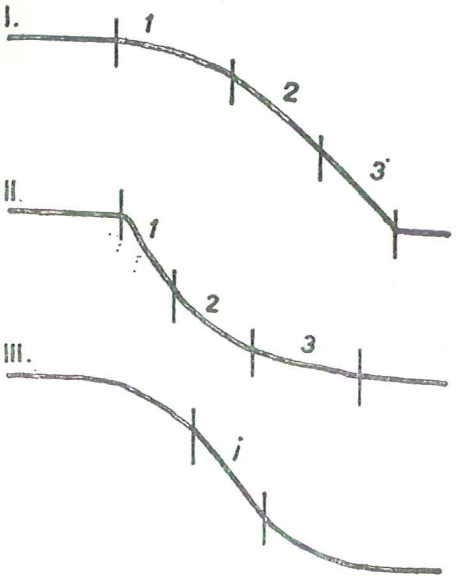
A lejtőkategóriák önmagukban azonban nem alkalmasak arra, hogy segítségükkel jellemezzék a talajpusztulást, vagy a talajpusztulás veszélyét. A lejtőviszonyok közül a meredekség mellett a lejtő-hosszt is tekintetbe kell vennünk. A lejtők hosszúsága szabja meg, hogy a felületi lefolyás milyen tömegű vizet szállít és ez milyen sebességre gyorsulhat fel az adott meredekségű lejtőn. A lefolyó víz tömege a lejtő hosszával arányosan növekszik, abban az esetben, ha a terület lejtése egyenletes, vagy a lejtő meredeksége nő. Ugyanakkor, minél hosszabb a lejtő, annál nagyobb energiát nyer a felületi lefolyás lepelszerű formája, melynek csak a talajfelületen jelentkező súrlódás szabja meg határát. Jelentős szerepe van a lejtők hosszúságának az eróziós erek kialakulásában és ennek következményeként a barázdás erózió megjelenésében. 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, mint az ugyanolyan lejtőkategóriába tartozó, de a 100 m-t megközelítő vagy meghaladó hosszúságú lejtőkön. Megállapítható azonban, hogy hazánk felszíni alakulásából következően ritkák a hosszú lejtők.

A lejtők alakja szintén nagymértékben hat a talajpusztulásra. Megkülönböztetünk egyenes, domború, homorú és összetett lejtő alakzatokat, melyeket a 2. ábrán mutatunk be. Az egyenes keresztmetszetű lejtőkön a felületi lefolyás mennyisége és energiája a lejtő hosszával arányosan nő, ezért a talajpusztulás a lejtő alsó harmadán a legerőteljesebb. Domború lejtőkön a felületi lefolyás a lejtő alsó részén éri el a legnagyobb energiát, míg a víz tömege attól függ, hogy a lejtő felett elhelyezkedő

vízgyűjtő terület mennyi vizet szállít a lejtőre. A pusztulás elsősorban a lejtő felső harmadán kezdődik meg.

Homorú lejtőkön a lefolyó víz a lejtő középső harmadában jelentkezik legnagyobb mennyiségben és a legnagyobb energiával, míg az alsó harmadban lelassul, sőt sok esetben az energiacsökkenés következtében üledék rakódik le.

A természetben azonban ritkán találunk kizárólag egyik vagy másik formához tartozó lejtőket, ezek különböző tulajdonságú lejtőszakaszokból tevődnek össze. Az összetett lejtőkön egymást követik az egyenletes, a domború és a homorú szakaszok, melyek egymás után ismétlődhetnek és ilyenkor lépcsős keresztmetszetet mutatnak. Ezeken a talajpusztulás törvényszerűségeit az egyes lejtőszakaszok egymásutánja és formája szabja meg.



2. ábra. A lejtő alakja: I. domború lejtő, 1, 2 és 3 a lejtő felső, középső, ill. alsó szakasza; II. homorú lejtő, 1, 2 és 3 a lejtő felső, középső, ill. alsó szakasza; III. Összetett lejtő; i = inflexiós sáv

A különböző lejtőalakok kapcsolatának gyakori formája az S alakú lejtő. Ezeken a magasabban fekvő domború lejtőt a mélyebben elterülő homorú lejtőszakasz váltja fel. Ott, ahol a két lejtő érintkezik, van az inflexiós pont vagy áthajlási pont. Gyakran ez az áthajlás nagyobb, egyenletes, hajlásnélküli területté nyúlik meg és ilyenkor ezt inflexiós vagy áthajlási sávnak nevezzük. Ez annyiban fontos, hogy a talajpusztulás sok esetben az inflexiós sávban jelentkezik először.

A lejtőviszonyok, ill. a domborzati viszonyok különleges esetével kell számolnunk a padkásodás, a szikesek talajpusztulásakor. Az alföldi sík területeken a padkásodás kialakulásához már néhány deciméternyi szintkülönbség is elegendő. Ezek a szemmel alig észrevehető különbségek és enyhe, rövid, kislejtők elsősorban helyei a talajelmozdulásnak. Gyakran észleljük azt az esetet, hogy a teknőszerű, lapos, néhány deciméter mély, széles mélyedéseken, a mélyedésnek a síksághoz csatlakozó peremén, gallérszerűen jelentkezik a padkásodás.

A negyedik tényező a lejtőviszonyok talajpusztulást befolyásoló hatásában a kitettség. Ezalatt azt értjük, hogy a vizsgált lejtő vagy lejtőszakasz milyen égtáj felé néz. Első pillanatra a lejtő kitettségének szerepe nem látszik befolyásolni a vízeróziót. A gyakorlatban azonban azt tapasztaljuk, hogy ugyanazon kőzet- és talajviszonyok esetében, azonos lejtőszög, lejtőhossz és alak mellett, a talajpusztulás mértéke igen különböző az eltérő kitettségű lejtőkön. Ennek magyarázatául egyrészt a csapadékviszonyokat, másrészt a sugárzási viszonyokat kell mérlegelni. Általában minden területen a nagy hevességű záporok egy bizonyos uralkodó széliránnyal érkeznek, melyek hatására az eső, mint csapó eső, ferde szögben érkezik a felszínre. Ebben az esetben az eső irányába néző lejtő több csapadékot kap, az esőcseppek ütő hatása erősebb, mint az esőárnyékban levő, ugyanolyan meredekségű, de ellenkező kitettségű lejtő. Ez egyik magyarázata, hogy a heves záporok érkezési irányába néző

lejtő oldalak erősebben pusztultak el. Másik tényező — mely e különbséget előidézi — a besugárzással függ össze. Déli kitettségű lejtőkön a napsugárzás energiája jobban érvényesül, mint az északi, árnyékos lejtőkön. Nagyobb a felmelegedés, erősebb a kiszáradás, és így a záporok a déli lejtőkön szárazabb felszínre csapódnak mint az északi és keleti lejtőkön, ezáltal a száraz talajmorzsák szétrobbanása következtében, a déli kitettségű lejtők talajpusztulása nagyobb.

A vízeróziót befolyásoló tényezők nem közvetlenül hatnak a felületi lefolyás megjelenésére és energiájára, hanem mintegy a feltételeit szabályozzák a felületi lefolyás keletkezésének és a már létrejött felületi víz talajpusztító hatásának.

A talaj nedvességének és vízgazdálkodásának hatása a talajpusztulásra. Elsőként a talaj nedvességi állapotát említjük meg, mely tulajdonság jelentős mértékben befolyásolja a talajpusztulás kialakulását. 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 nedvességű eső is felületi lefolyást vált ki, mely a túltelített talajfelszín pépes részeit könnyen elmozdítja, erodálja.

A talaj vízgazdálkodása a befolyásoló tényezők legfontosabbika. Mind a talaj vízáteresztő képessége, mind a víztartó képessége jelentős mértékben hat a talajpusztulás kialakulásának feltételeire. A talajok vízáteresztő képessége tekintetében 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. Jelentősen módosítja a csapadék sorsát a leggyengébb vízáteresztő képességű réteg felszíntől való távolsága is. Ha a felszínhez közel, például 30—50 cm mélységben vizet kevéssé áteresztő réteg található a talajszelvényben, huzamosabb csapadék esetében a felette levő, vizet jobban áteresztő réteg telítődhet, és a kezdeti egyenletes csapadéknyelés után a talaj felszínén fölös víz jelenik meg, felületi lefolyást képezve. Különösen veszélyes az a helyzet, ha a felszíni jó vízgazdálkodású és az alatta fekvő rossz vízáteresztő képességű talajszintek között nagy különbség mutatkozik a vízáteresztés tekintetében. Ez elsősorban szikes, pszeudoglejes barna erdőtalaj szelvények esetében fordul elő, de kisebb mértékben hasonló hatása van a csernozjom talajokon gyakori barázdafenék tömődöttségnek is.

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.

A talajszerkezet hatása a talajpusztulásra. A talajok szerkezete részben a talajo vízgazdálkodását módosítja, részben pedig a talaj erodálhatóságát szabja meg. Ismeretes, hogy a jó szerkezetű talajok vízáteresztése és víztartó képessége egyaránt kedvező. Ezek hatásával és a talajpusztulásra való befolyásukkal már foglalkoztunk. A talajszerkezet másik hatása az erodálhatóságban nyilvánul meg. Ennek lényege,

hogy a nagyobb — víznek jobban ellenálló — szerkezeti elemek nehezebben mozdíthatók el helyükről és nehezebben szállíthatók, mint az elporosodott, könnyen szétiszapolódó talajszerkezet részei. Különösen vulkáni területeket övező löszszerű üledéken vagy nyirokon kialakult talajokon tapasztaljuk, hogy nagyobb csapadék esetében sem lép fel talajpusztulás, annak ellenére, hogy a felületi lefolyás jelentős. Ugyanakkor leromlott, elporosodott szerkezetű csernozjom talajokon már kisebb csapadékok is jelentős talajmennyiséget szállítanak az erózióbázis felé. Ez a különbség elsősorban a talajszerkezettel magyarázható. Minél nagyobbak a talajmorzsák és ezeknek minél jobb a vízállóságuk, annál kisebb az erodálhatóságuk.

A növényborítottság hatása a talajpusztulásra A negyedik befolyásoló tényező, mely a vízeróziót szabályozza — a növényborítottság. Már az ősi növénytakaró is lényeges különbséget mutat a talajpusztulás folyamatára gyakorolt hatásának tekintetében. Általában mondhatjuk, hogy az erdő a talajra jutó csapadék hatását jelentősen mérsékli. A nagy felületű lombkoronára jutó csapadék egy része elpárolog, más része a levélfelület benedvesítésére szolgál. A csapadék javarészt az ágakon és gallyakon, majd a fa törzsén jut a talajra és csak töredékrésze jut csepp alakban tovább. Többszintű faállomány esetén ez a szűrőhatás még fokozódik, mert az első és a második koronaszint alatt a cserjeszint is jelentős mennyiségű csapadékot fékez le. Az így csökkent mennyiségű és fékezett csapadék sem jut közvetlen a talajfelszínre, mert nagyrészt az erdei aljnövényzet, valamint az alomtakaró fogja fel. Az erdők alomtakarója igen sok nedvességet képes visszatartani, ugyanakkor pedig az el nem nyelt vízmennyiséget a csepperózió hatásának kikapcsolásával továbbítja a talajba. Kedvező az alomtakaró hatása a talaj vízgazdálkodására is, mert alatta nehezebben szárad ki a talaj és huzamosabb ideig őrzi meg jó szerkezeti állapotat.

Összefoglalóan megállapíthatjuk tehát, hogy az ősi erdei növényállomány a talajpusztulás hatását jelentősen csökkenti. Ez általános megállapításon belül azonban lényeges különbség van az egyes erdőtípusok talajvédő hatása között. Még nagyobb a különbség az ősi erdőtípusok, valamint a kultúrtípusok, elsősorban pedig a rontott és legeltetett erdők viszonyai között. Ez utóbbiakban, ahol az alomtakaró mennyisége csökkent, a faállomány degradált, a talaj felszínének vízgazdálkodását pedig a legelő állatok taposása lényegesen lerontotta, a talajpusztulás veszélye jelentősen fokozódik.

A másik ősi növénytakaró — a sztyepp füves növényzete — zárt növényállomány esetén szintén védelmet nyújt a talajpusztulás ellen, azonban hatása nem éri el az erdőét. A füves növényzet védő hatása egyrészt a csapadék egy részének visszatartásán alapul, másrészt pedig azon a jelenségen, hogy az összegyűlt felületi vizek erózió nélküli lefutását segíti elő. Azokban a völgyhajlatokban, melyekben zárt, füves növényzet van, a lezúduló víz a lehajtott fűszálak szövedéke felett könnyen siklik el és így nem tesz kárt a talajban.

Kultúrterületeken, vagyis ott, ahol az ember az ősi növénytakarót megváltoztatta, a növényzet talajvédő hatása és így a talajpusztulás lehetősége is módosult. Az erdők letarolása és helyükön a legeltetés bevezetése csökkentette a növényzet talajvédő hatását. Még jobban módosította a talajpusztulás feltételeit a szántóföldi művelés. Itt most nem foglalkozunk a talajművelésnek a talajok vízgazdálkodására és szerkezetére gyakorolt hatásával, hanem kizárólag a termesztett növények talajvédő hatását értékeljük. Minél zártabb a növényállomány és minél többszintű a termesztett növény levélzete, annál jobban véd a csapadék szerkezetromboló hatásától. Ugyanakkor a nagyobb levélfelület jobban párologtatja a reáhulló csapadékot és benedvesedése is annál nagyobb részét tartja vissza a csapadéknak.

A növények — fejlődésük és növekedésük különböző szakaszaiban — más-más

növényfedettséget biztosítanak. Igen lényeges tényező a talajvédelem szempontjából, hogy a legteljesebb talajborítást mely időpontban érik el és ezt milyen hosszú ideig tartják fenn. Fontos ez azért, mert hazánk területén a legnagyobb talajrombolást előidéző záporok tavasz utóján és nyáron hullanak le, ezért a jó talajvédelem előfeltétele az olyan növénytakaró, mely a fenti időszakokban biztosítja a legnagyobb takarást. A Szovjetunióban használatos tervezési adatok szerint a különböző ősi növénytakaró az alábbi csapadékmennyiségeket tartja vissza:

sűrű gyep	5 mm
bokrok, ritkás erdők	10 mm
sűrű, többszintes erdők	15 mm
mohos aljnövényzetű erdők	20—40 mm

Ugyancsak a különböző növénytakaró védő hatásának jellemzésére mutatjuk be az 1. táblázatban a közepes lefolyási együtthatók értékeit Frevert nyomán.

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

A deflációt kiváltó tényezők

A szél talajpusztító hatása által károsított területeken a defláció tényezői között ismét két csoportot különböztetünk meg: a kiváltó tényezőket, mint a szélviszonyokat; valamint a befolyásoló tényezőket, mint a talaj szemcse-összetételét, a talaj

1. TÁBLÁZAT

Közepes lefolyási együtthatók (Frevert nyomán)

(1) Növénytakaró és lejtőviszonyok		A talaj szövete		
		(2) Homokos vályog és vályogos homok	(3) Vályog és agyagos vályog	(4) Agyag
a) Erdő				
d) Lejtő	0— 5%	0,10	0,30	0,40
	5—10%	0,25	0,35	0,50
	10—30%	0,30	0,50	0,60
b) Legelő				
d) Lejtő	0— 5%	0,10	0,30	0,40
	5—10%	0,16	0,36	0,55
	10—30%	0,22	0,42	0,60
c) Szántóföld				
d) Lejtő	0— 5%	0,30	0,50	0,60
	5—10%	0,40	0,60	0,70
	10—30%	0,52	0,72	0,82

szervesanyag-tartalmát, a talajfelszín érdességét és nedvességállapotát és a növényborítottságot.

A szélviszonyok hatása a deflációra. A szélviszonyok hatása elsősorban a szélsebesség által jellemezhető, mert a talajrészecskék mozgását a talaj felszínére ható szélerők okozzák. Meg kell azonban jegyezni, hogy ebben az esetben a talaj felszínére nem az a szélsebesség hat, melyet a meteorológiai állomások mérései alapján ismerünk. Míg a fenti észlelések általában 8 m, egyes esetekben pedig 2 m magasságra vonatkoznak, a talaj felszínén jelentkező szélhatás ennek sokszor csak töredék része. A szabad légmozgást — melynek határa általában 10 m-nek vehető — a talajfelszínhez közeledve fokozatosan fékezik a talajfelszín domborzati formái, a növényzet, valamint a felszín érdessége. A felszín felett elsuhanó szél sebessége, különböző magasságokban mérve, jelentős különbségeket mutat. Legkisebb a szél sebessége a felszín közelében, és a felszín feletti magassággal logaritmikus arányban nő. Ez a sebességgrádiens szabja meg a szél hatását.

A talaj felszínének közvetlen közelében — általában 2 mm-nél kisebb távolságban — a szél sebessége 0-nak tekinthető. Az említett szint felett, igen vékony rétegben a légáramlás egy irányú, egyenletes — vagyis lamináris —, míg felette örvénylő, vagyis turbulens. Ez a turbulens légáramlás hozza létre azokat az erőket, melyek a talajrészecskék mozgását okozzák. Általános törvényszerűségként megállapítható, hogy a leginkább mozgékony talajrészecskék — a mintegy 0,1 mm átmérőjű szemcsék — akkor mozdulnak el helyükről, ha a szél sebessége a talaj felszíne felett kb. 30 cm magasságban mérve, vízszintes irányban 28—30 km-es sebességet ér el és ugyanakkor a függőleges irányban érvényesülő örvénylő mozgás sebessége 3—4 km/óra.

A levegő örvénylő és lökésszerű mozgása jelentős, sokszor nagyságrendi különbségeket idézhet elő és ezek legnagyobb vagy legkisebb értéke sok esetben a felszín bizonyos formáihoz kötött.

Azt a sebességet, amely mellett az adott talajra ható szél a talaj szemcséit elmozdítja, küszöbsebességnek nevezzük. A kritikus sebesség vagy küszöbsebesség néhány tájékoztató adatát a 2. táblázatban foglaltuk össze.

Ugyanebben a táblázatban találunk adatokat a szél sebessége és a talajfelszíntől való távolság közötti összefüggésre. Megállapítható, hogy a talaj felszíne felett mért szélsebesség 8 m magasságban mintegy 15-szörösére nő meg.

2. TÁBLÁZAT

A kritikus szélsebesség értékei 0,1—5 mm-es talajrészecskékre számítva, Velikanov képlete alapján

(1) A talajrészecskék átmérője, mm	(2) A szél sebessége, m/mp a talaj		(3) A szél sebessége, Beaufort-féle fokokban
	felszínén	felszín felett 8 m-re	
0,1 —0,25	0,28	4,17	3
0,25—0,50	0,32	4,76	3
0,50—1,00	0,39	5,80	4
1 —2	0,51	7,59	5
2 —3	0,63	9,38	5
3 —4	0,74	11,01	6
4 —5	0,82	12,20	6

Chepil szélcsatornában végzett kísérletei alapján megállapította a szél sebessége és az elhordott talaj mennyisége közötti kapcsolatot. Kísérletei alapján arra a következtetésre jutott, hogy az időegység alatt elhordott talaj mennyisége a szél sebességének ötödik hatványa szerint változik. Figyelembe véve a levegő örvénylő áramlását és a függőleges légáramok hatalmas szállító erejét, melyek a talajfelszín elmozdított részeit hirtelen emelik a magasba, a szél eróziós ereje a talajfelszíntől mért távolság logaritmusával arányosan nő.

A szemcseösszetétel hatása a deflációra. A defláció folyamatát befolyásoló tényezők között elsőként a talaj szemcseösszetételét kell kiemelnünk.

Minél kisebb szemcsékből áll a talaj és ezek minél lazábban kapcsolódnak egymáshoz, valamint a talajfelszínhez, annál nagyobb a lehetősége annak, hogy a szél felragadja őket. A 3. táblázatban néhány tájékoztató adatot mutatunk be a szél által szállítható szemcsék méretére és a szállítási távolságra vonatkozóan. A szemcsenagyság azonban nem mutat egyenes és folytonos összefüggést a defláció veszélyével. A finomabb talajrészek, elsősorban az agyagos részek általában összetapadnak és másodlagos vagy harmadlagos halmazokat, morzsákat hoznak létre. Ezek mind külön egységként szerepelnek, tehát átmérőjük többszöröse az őket alkotó szemcsék méretének. Amint növekszik a talajszemcsék átmérője, úgy csökken a szemcséket összetapasztó erő és ezáltal a szerkezet kialakulásának lehetősége. Azokban a talajokban, melyekben a finom homok az uralkodó, és csak kevés a kolloid — tehát a humusz és az anyag —, a tapadás szárazon már elhanyagolható és ebben az esetben legnagyobb a szél pusztító hatásának a veszélye. A kolloid tartalom szerint általában három csoportra oszthatjuk a homokokat: azok a talajok, melyek 5%-nál kevesebb szervetlen kolloidot és 1%-nál kevesebb szerves kolloidot tartalmaznak, a futóhomokok. Az 5—10% szervetlen kolloidot és 1—1,5% szerves kolloidot tartalmazó homoktalajok már valamivel kedvezőbb ellenállást mutatnak a széllel szemben, míg kötöttnek akkor tekinthetünk egy homokot, ha legalább 10—20% szervetlen kolloidot és 1,5%-nál több szerves kolloidot tartalmaz. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy teljesen száraz állapotban, nagyobb szél esetén még az utóbbi talaj is károsodhat.

A talaj szemcséinek növekedésével tehát egy bizonyos mértékig fokozódik a defláció veszélye. Egy bizonyos határon túl azonban a talajrészecskék átmérőjének növekedése már csökkenti a defláció veszélyét, mert a tömör, apró kavics már oly nagy fajsúlyú és súlyú, hogy a szél mozgató erejének ellenáll. Ez a határ általában a 2—3 mm-es szemcseátmérő.

Jelentős szerepet játszik a szél által előidézett talajpusztulás szempontjából a talajszemcsék fajsúlya, illetve a talajmorzsák térfogatsúlya is. Míg az egyes szemcsék fajsúlyát az ásvány, illetve az ásványok minősége szabja meg, a szemcsékből összeálló halmazok, morzsák térfogatsúlyát az alkotó szemcsék fajsúlyán kívül a szemcsék egymáshoz való illeszkedésének módja is befolyásolja. A talaj szerves anyag — a

3. TÁBLÁZAT

A szél által szállítható szemcsék mérete és a szállítás távolsága, Juva adatai alapján

(1) A részecskék átmérője mm	(2) A szállítás távolsága	(1) A részecskék átmérője mm	(2) A szállítás távolsága
8 —1	néhány méter	0,0625—0,0312	300 km-nél több
1 —0,125	1—1,5 km	0,0312—0,0156	1500 km-nél több
0,125—0,0625	néhány km	0,0156-nál kisebb,	végtelen

humusz — fajsúlya kicsi. A sok szerves anyagot tartalmazó morzsák tehát részben ezért könnyűek, részben pedig azért, mert a szerves anyag az ásványi szemcséket szivacsszerűen tapasztja össze. Ezáltal a sok szerves anyagot tartalmazó talajmorzsák térfogatsúlya száraz állapotban kis értékeket mutat. Ezért következik be a szél pusztító hatása egyrészt a homokos talajokon, másrészt pedig a sok szerves anyagot tartalmazó talajféleségeken: a láptalajokon és egyes rendzinákon.

Az előzőkből következik, hogy a talajok szervesanyag-tartalma jelentősen fokozhatja a szél által előidézett talajpusztulás veszélyét, ha olyan mennyiségben található a talajban, hogy a talajmorzsák fizikai tulajdonságát a talaj szerves anyag jelenléte szabja meg. Nem mindegy, hogy az ásványi rész homokos vagy agyagos részekből áll, ezért nehéz általánosan érvényes határértékeket megállapítani a szervesanyag-tartalomra vonatkozóan. Azt tapasztaljuk, amennyiben homoktalajoknál a szerves anyag mennyisége 5%-nál több, a homok már könnyebben mozdul el. Ugyanakkor agyagtalajoknál ez a határérték csak 10—20% szervesanyag-tartalomnál jelentkezik aszerint, hogy a humuszanyagok milyen minőségűek. A jobban humifikált talaj szerves anyag mind a láptalajok, mind a rendzinák esetében erősebben köti össze a talaj ásványi részeit és ezért még viszonylag nagyobb szervesanyagtartalom esetében sem segíti elő a szél talajpusztító hatását.

A talajfelszín érdességének és nedvességének hatása a deflációra. A talajfelszín érdessége alatt értjük azokat a kis magasság-különbségeket, melyek néhány cm nagyságrendűek, de ugyanakkor előidézői annak, hogy a magasban fekvő talajrészek a széláramlás örvénylő rétegébe jutnak bele, ahonnan elmozdítva a mélyebb részek felé való estükben, könnyebben kerülnek a felfelé irányuló légmozgás szárnyára. A felszín érdessége növeli annak a rétegnek a vastagságát, melyben a levegő mozgása elhanyagolható. Meg kell jegyeznünk, hogy a felszín érdességét befolyásolja a növénytakaró is, azonban ennek hatására a növényborítottság tárgyalásakor térünk ki.

A talajfelszín érdességével együtt jelentkezik a felszín nedvességi állapotának hatása is. Ennek oka abban keresendő, hogy a nedves talajszemcsék térfogatsúlya jelentősen nagyobb a száraz szemcséknél és a nedves szemcsék között a tapadó erő sokkal nagyobb, mint a száraz talajrészecskék között. Különösen nagy erővel jelentkezik a talajnedvesség hatása a sok szerves anyagot tartalmazó talajok esetében. Míg a lápos talajok szemcséinek térfogatsúlya száraz állapotban néhány tized gramm köbcentiméterenként, nedvesen ugyanez a szemcse 1 g-nál nagyobb súlyú. A talajok vízgazdálkodásának másik hatása abban mutatkozik meg, hogy a nedves talajszemcsék jobban tapadnak egymáshoz mint a szárazak és így a szél küszöbsebessége sokkal nagyobb, mint száraz állapotban. Ez a hatás elsősorban a homoktalajok esetében nagy jelentőségű, mivel azok fajsúlya és térfogatsúlya mind nedves, mind száraz állapotban közel egyforma. Ugyanakkor igen nagy különbség észlelhető a száraz és a nedves homok tapadása között.

A talajok vízgazdálkodása tehát akár egyik, akár másik okból kifolyólag, jelentős mértékben hat a szél talajpusztító hatásának érvényesülésére. A vízgazdálkodás szabja meg, hogy milyen hosszú ideig őrzi meg a felszín azt a nedvességtartalmat, mely a talajpusztulás folyamatát még fékezni képes, és mikor szárad ki oly mértékben, hogy a deflációnak már csak kevéssé tud ellenállni.

A növényi fedettség védő hatása. A felszín növényborítása, a növényfedettség, a defláció ellen is jelentős védelmet nyújt. Zárt, jól fejlett növénytakaró jelentős mértékben csökkentheti a szél által előidézett talajpusztulás mértékét. Ez a módosító hatás egyrészt arra vezethető vissza, hogy a zárt növényállomány — de a magasabb növekedésű, ritkás növénytakaró, valamint a felszínt borító holt növényi részek is — a szél erejét lényegesen csökkentik. Ezáltal elérhető, hogy a szél sebessége a talaj-

viszonyok által megszabott küszöbsebességet nem éri el, tehát a defláció nem lép fel. Másik hatása a növénytakarónak a már mozgásban levő talajszemcsék megkötése, megfékezése alakjában jelentkezik. Mind a homokos, mind a lápterületeinken — tehát a defláció szempontjából szélsőségesen veszélyeztetett talajokon — megfigyelhető, hogy az állandó zárt növénysávok vagy foltok a talajrészek felhalmozódásának helyei. Így képződnek a fasorok mentén sokszor méteres magasságot elérő terephullámok, melyek a homokmozgást és a homokverést csökkentik.

Harmadik hatása a növénytakarónak a talajfelszín beárnyékolása és ezáltal a kiszáradás veszélyének csökkentése. Ezt a szolgálatot mind az élő, mind a holt növényi részek képesek ellátni. Az a felszín ugyanis, melyet a napsugárzás közvetlen érint, könnyebben szárad ki, mint a beárnyékolt. Fokozza ezt a hatást még a növényzet szélsebességet csökkentő befolyása is, mert így a száraz szelek nedvességcsökkentő hatása kisebb.

Kultúrterületeken a természetes növénytakaró és talajállapot esetében fellépő talajpusztulás veszélye még fokozódhat. A helytelen időben való talajművelés, az eredeti növénytakaró felszámolása és olyan növények termesztése, melyek a veszélyes tavaszi, szeles és száraz időszakokban nem nyújtanak elegendő védelmet, elősegíti a deflációt.

II. A talajpusztulási folyamatok, formák és fokozatok

A talajpusztulás formái

A talajpusztulás folyamata a természeti viszonyoktól függően, valamint az ember kultúrtevékenységének hatására, különböző alakban jelenhet meg, mely alakokat talajpusztulási formáknak nevezzük. A formák kifejlődésének mértékét pedig az eróziós fokozatok segítségével jelöljük.

A víz által előidézett talajpusztulás, vagy röviden az erózió, többféle alakot ölthet, melyeket a mezőgazdasági művelés és a terület művelhetősége tekintetében három csoportba vonhatunk össze. Ezek egymástól elsősorban az átművelhetőség tekintetében különböznek.

A felületi rétegerózió csoportjába azok a talajpusztulási jelenségek tartoznak, melyek a vízszintes vagy közel szintvonalas talajművelést nem akadályozzák. A talajpusztulás egy időben nagyobb, esetenként többszáz négyzetméternyi területet egységesen sújt. A felületi rétegerózió hatására a felszínen egyenletes talajlehordás vagy a szántott réteg vastagságát meg nem haladó, sűrű, sekély vízhálózat képződik. Ez utóbbi azonban már sekély talajműveléssel, mint kapálással, tárcsázással elegyengethető. A folyamat hatása egyrészt szemmel észlelhető, más része azonban láthatatlan marad.

A felületi rétegerózió több részfolyamat különböző arányú összegeződéséből származhat. Egyik módja kialakulásának a rejtett erózió vagy mikroszoliflukció. Ez a szemmel részleteiben nem észlelhető folyamat akkor következik be, amikor a vízkapacitáson túlmenően telített talajra újabb csapadék hullik. Az elfolyósodott talajfelszín pépszerű állapotban elmozdul, és a lejtőn lefelé csúszva vékony rétegben, de nagy területen a helyi eróziósbázis felé halad. Mivel a folyamat keletkezésekor nem képződik vízérhálózat és a talajfelszín közel összefüggő rétegben egyenletesen mozog, a jelenség szemmel nem észlelhető. Hogy mégis tudomást szerezhettünk a folyamatról, azt a sugárzó izotópokkal végzett kísérleteknek köszönhetjük. K a z ó és G r u b e r vizsgálatai szerint a talajrészek egy-egy csendes eső alatt néhány deci-

méteres utat is megtehetnek. Az évszakonként ismétlődő jelenség összegezéséből azonban jelentős változás következhet be a felszíni formákban. A meredek lejtők anyaga a völgyeket tölti fel s ezáltal a lejtők meredeksége mérséklődik. Általában az ország legcsapadékosabb vidékein fordul elő, elsősorban olyan talajokon, melyek szelvényében a feltalaj vízáteresztőképessége nagyobb, mint az alatta következő szinté.

A másik folyamat, mely a felületi rétegerózió egyik tényezője, a csepperózió. Az esőcseppek ütő hatása váltja ki. Ez a hatás azonban másként érvényesül száraz, mint nedves talajfelszínen. Ha a csapadék cseppjei száraz talajfelszínt, azaz kiszáradt talajszemcséket nedvesítenek be, a hirtelen nedvesedés hatására a talajrögök robbanásszerűen esnek szét apróbb részekre. Ez a hirtelen bekövetkező folyamat a száraz talaj mohó nedvszívása és az így keletkező, pórusokban bezárt levegő túlnyomása következtében lép fel. A létrejött apróbb talajrészek könnyebben mozdulnak el mind a felületi lefolyás, mind a cseppek mechanikai ütő hatása következtében. A csepperózió másik része az esőcseppek mechanikai ütő hatására vezethető vissza. Általános törvényszerűség, hogy a hevesebb záporok általában nagyobb cseppek alakjában érnek a talajra. A cseppek átmérőjének növekedésével fokozottan nő tömegük és a földre érkezés pillanatában mért sebességük, — ennek következményeként pedig energiájuk. A nagy energiával érkező cseppek a talajfelszín pépes részeit szétfröccsentik és lejtős területeken ez a szétfröccsenés különböző mennyiségű talajt szállít a lejtőn felfelé, mint lefelé. Ennek eredőjeként a cseppek ismétlődő becsapódásának hatására a talajrészecskék a lejtőn lefelé elmozdulnak. Jól észlelhető ez a jelenség oly módon, hogy nagyobb záporok idején egy keretre erősített, enyvezett vásznat helyezünk ki néhány percre, merőlegesen a talajfelszínre, miáltal a csepp hatására felcsapódó talajrészek a vászonra tapadnak. Megállapítható, hogy a vászon alsó 20 cm-es részén jelentős mennyiségű talajrész tapad, de felcsapódnak a talajrészek sokszor 1 m magasságig is.

A cseppek robbantó és fröccsentő hatása együttesen idézi elő tehát a csepperóziót, melynek hatása szemmel ugyanúgy nem látható a lejtős területeken, mint a rejtett erózió esetében.

A felületi rétegerózió harmadik alkotó eleme a felületi lefolyás hatására lepelszerűen, nagy területen egyidőben elmozduló víztömeg által szállított talajrészek által jellemezhető. A felületet nagyjából egyenletesen borító vízlepel a víz mennyiségétől, a lejtő meredekségétől függően, kisebb vagy nagyobb energiát nyer. A vízlepel energiája a felázott és sok esetben szétiszapolódott talajfelszín részecskéit magával ragadja és a völgy — a helyi erózióbázis — felé szállítja. A vízlepel sokszor nem teljesen egyenletes, hanem a felszín kisebb mélyedéseiben egyesülve, ereket hoz létre, melyek már nagyobb energiát képviselnek és így az általuk elmozdított talaj mennyisége is nagyobb. A létrejövő eróziós érhálózat azonban csak néhány cm mélységű, sűrű és a felületet közel egyenletesen borítja. Mint az előzőkben már említettük, a felületi rétegerózió ez utóbbi jelenségének nyomai már sekély talajműveléssel eltüntethetők. A leírt talajpusztulási forma hatására a lejtők felszíne tarka képet mutat. A feltalaj — vagyis a humuszos szint — barna színét nagyobb foltokban vöröslő vagy kivilágosodó árnyalatok váltják fel. Ezek az erdőtalajok felhalmozódási szintjének, illetbe a csernozjom B-szintek anyagának vagy a talajképző kőzetnek felszínre került maradványai.

A barázdás erózió formáját az jellemzi, hogy a felszínen képződött kisebb vízerek egymással egyesülnek és az összefüggő vízlepelen, valamint a sekély, kis energiájú érhálózaton kívül, nagyobb vízfolyások is képződnek. Általában a lejtők kisebb hajlataiban koncentrálódnak a vízfolyások, melyek azután a laza felszínbe bevágód-

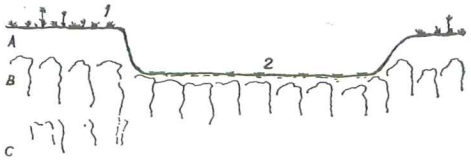
nak és a talajt lefutási vonaluk mentén elhordják. A barázdás erózió tehát már nem közel egyenletesen hat a felszínre, hanem vonalas erózió alakjában jelentkezik. A vonalas eróziónak ez az enyhébb formája a felszínt eróziós barázdákkal szabdalja fel. Ezek sekély talajműveléssel már el nem tüntethetők, de a vízszintes, a lejtőn keresztbe végzett talajművelést még nem akadályozzák. Ebből következik, hogy az eróziós barázdák 50 cm-nél nem lehetnek mélyebbek. Képződésüket sok esetben egy-egy keréknyom vagy választó barázda segíti elő, de lehet kialakulásuknak oka a helytelenül végzett sáncolás is. Vízszintes sáncok esetében a sáncárok feltöltődése után a sáncokban visszatartott víz a sánc-gerinc gyengébb részeit áttörve, hirtelen nagy energiával zúdul az alatta levő területre, melyen árkos eróziót vált ki.

A vízmosásos erózió a vonalas eróziónak erősebben fejlett formája, mely a felületen összegyülemlett víz egyesülése útján folytonosan mélyülő és terjedő vízmosás hálózat alakjában jelentkezik. A vízmosások talajművelő eszközökkel meg nem szüntethetők és át nem járhatók, ezért ez a talajpusztulási forma a szintvonalas talajművelést akadályozza és ezt csak a vízmosások közötti területre korlátozza. A talaj rétegezettségétől és fizikai tulajdonságaitól függően a vízmosások keresztmetszete többféle lehet. Megkülönböztetünk V és U alakú vízmosásokat, melyek közötti különbség elsősorban az elhordott talaj mennyiségében jelentkezik. A vízmosások között megkülönböztethetünk élő és holt vízmosásokat annak alapján, hogy fejlődésük ma is folytatódik, vagy pedig már megállapodott. Az élő vízmosások egyrészt visszavágódás, vagyis a lejtővel ellentétes irányban való előhaladásuk által fejlődnek tovább, másrészt azonban elágazhatnak, amikor a mellék-vízmosások alakjában jelentkezik a talajpusztulás. A vízmosások meredek falain gyakran következik be suvadás, rogyás vagy a falak beomlása. Aszerint, hogy a fenti kísérő jelenségek közül melyik lép fel, változhat a vízmosás, keresztmetszete, azonban minden esetben szélesedik. Az idősebb, holt vízmosásokban gyakran észleljük a fenék feltöltődését, mely vízszintes völgytalpat hoz létre. Jelentősen befolyásolja a vízmosások alakulását, megjelenésük sűrűségét az emberi tevékenység. Különösen legeltetéssel idézhetjük elő a vízmosásos talajpusztulás folyamatának jelentős felgyorsulását. Legeltetett területeken gyakori eset, hogy a vízmosások kialakulása nem fokozatos és folyamatos visszavágódás következtében jön létre, hanem egyes szakaszainak összeolvadásából származik. A meredek lejtőkön legelő állatok járatai a legelő hajlataiban csírájává lesznek a lépcső alakú vízmosásoknak, melyek idővel az egymás alatt fekvő részek összeolvadásával összefüggő, nagy vízmosássá egyesülnek.

Az eddig ismertetett eróziós formák azonban általában nem egymagukban képviselik a talajpusztulás jelenségét az adott területen, hanem a különböző formák különböző arányokban társulnak. A lejtőviszonyoktól, a talaj fizikai tulajdonságaitól függően, a különböző formák egymáshoz viszonyított aránya más és más. Löszterületeken általános törvényszerűség, hogy a talajpusztulás folyamatának erősségétől függően, először a felületi rétegerózió, majd ehhez társulva a barázdás erózió és a legerősebb talajpusztulás esetében a vízmosásos erózió formái lépnek fel. Agyagos talajképző kőzet esetében, elsősorban erdőtalajokon pedig az arányok az eróziós formák között eltolódnak és már kisebb mértékű talajpusztulás esetén is a mezőgazdasági művelés szempontjából káros és a talajvédelem tekintetében nehezebben leküzdhető formák jutnak túlsúlyra. Ezek alakulásáról a talajpusztulás területi elterjedésének ismertetésekor még részletesebben szólunk.

Padkásodás. — A sík szikes területek jellegzetes talajpusztulási formája a padkásodás. Az erózió hatására — a szemre sík felszínen — néhány deciméter mély, meredek falú mélyedések alakulnak ki. Míg az eredeti felszínt — mely a szikes talajok A-szintjével fedett — többnyire zárt gyeptakaró borítja, a mélyebben fekvő ún.

padkafenekek felszínén a sók kivirágzanak, fehér, porszerű kovasav gyűlik össze bennük és e kedvezőtlen viszonyok között csak gyér, szárazság- és sótűrő növényzet található. A padkásodás a meredek padkaperemek pusztulása által terjed. Kialakulásának megindítója sok esetben valamely csordajárás, vagy dűlőút által megszaggatott, zárt növénytakaró kikopott foltjaiban keresendő.



3. ábra. A szikesek talajpusztulási formája a padkásodás. 1. padkatető, 2 padkafenék, A, B, és C a szikes szelvény genetikai szintjei

Szedimentáció. — A vízerózió formáinak tárgyalását nem zárhatjuk le anélkül, hogy ne szólnánk a talajpusztulás következményeként jelentkező másik formáról, a szedimentációról vagy eliszapolásról. A lejtős területekről lepusztult talajrészek — amint a felületi lefolyás energiája csökken — leülepednek. Lerakódásuk helyén a növényzetet elborítják és ezáltal kárt okoznak. Ugyancsak jelentős károkat okoz az eliszapolás kultúrterületeken vagy közlekedési utakon és vasúti pályákon. Az eliszapolás helye lehet a helyi erózióbázis, de lehet az összetett lejtőkön kialakult, enyhébb lejtésű tereprészek — az ún. pihenők — helye is.

A víz által előidézett talajpusztulás felsorolt csoportjaihoz csatlakoznak a szél által előidézett talajpusztulás — a defláció — formái.

A szél talajpusztító hatása által károsított területeken a talajok termékenységének csökkenését az idézi elő, hogy a felszín könnyen elmozdítható részecskéit a szél felragadva vagy elmozdítva — elszállítja. A szél talajmozgató hatására új felszíni formák képződnek, mint szélfodrok, szélbarázdák, garmadák, valamint a buckák.

A szélfodrok nagysága csak néhány centiméter és elhelyezkedésük a vízfelszín hullámaihoz hasonló. A fodrok iránya a felszínt alakító szél irányára merőleges. Általában növényzettel nem borított, szabad felszíneken jönnek létre, száraz, közel egyenletes szemcséjű homokból.

A szélbarázdák már jelentősen nagyobb méreteket mutatnak és nagyságuk néhány m-ig terjed. Megnyúlt mélyedések, melyek hossztengelye a szél irányával párhuzamos. Könnyen felismerhetők arról, hogy a barázdák fenekén a nagyobb szemű talajalkotórészek, apró kavicsok vagy mészkiválások maradnak vissza.

A szélbarázdák úgy képződnek, hogy a homokfelszín felett a szél valamely oknál fogva koncentrálódik és a nagyobb sebességű szél, mintegy csatornát képezve, a szél irányának megfelelően, hosszanti vonal mentén felragadja és elszállítja az apróbb talajrészeket.

Homokbuckák. A szél lerakódásának nagyobb formái a garmadák, a különböző típusú buckák és a dünék, melyeket népiesen összefoglalóan homokbuckáknak nevezünk. Ezek nagysága a néhány métert eléri, sőt hazai viszonyok között, kivételes esetekben 10—20 m szintkülönbség is kialakul keletkezési területükön. A homokdünék hazánkban általában az uralkodó szélirányt követik hossztengelyükkel, rendszerint aszimmetrikusak és a homok mozgásának irányában a lejtők különböző meredekséget mutatnak. A szél felőli oldalon a lejtől lankásabbak, míg ahol a szél a homokszemcséket leejti, a lejtő meredek.

Lepelhomok. — Ugyancsak a szél által szállított homok lerakódásának formáihoz tartozik a lepelhomok. Ennek ismertetője, hogy az 1—2 m mélységben megtalálható — valamikor felszínt alkotó — talajszintek vagy lösz-szintek felett laza, szélhordta homok található. A lepelhomok felszíne általában sík és jelenlétéről csak a talaj mélyebb rétegeinek feltárása útján tájékozódhatunk.

A talajszemcsék mozgása a defláció folyamán

A szél talajpusztító hatásában résztvevő folyamatok — melyek a fent leírt formákat létrehozzák — a mozgás formáját, jellegét illetően különböznek egymástól. Megkülönböztetünk gördülő, pattogó és lebegő mozgást.

A gördülő mozgás, vagy egyes szerzők szerint a felszíni kúszás, abban az esetben következik be, ha a szél sebességéhez és energiájához viszonyítva a talaj részecskéi túl súlyosak ahhoz, hogy a szél felemelje őket. A mozgásuk alapjául szolgáló energia egyrészt a szél sebességéből származik, másrészt a szél által felragadott és szállított apróbb talajrészecskék ütközéséből. Ezek a föld felszínére esve, mozgási energiájuk egy részét annak a testnek — jelen esetben talajszemcsének — adják át, melyhez hozzáütődnek. Mivel az ütközés ereje rendszerint nem középpontjában éri a talajszemcsét, azért annak elfordulását, gördülését idézi elő. A gördülő mozgás általában a 0,5—2,0 mm nagyságú tömör homokszemek vagy ennél nagyobb méretű, porózus talajmorzsák sajátossága. Természetesen függ e mozgásforma által jellemzett szemcsék mérete az adott szélsebességtől is.

A másik jellegzetes mozgásforma a talajszemcsék pattogó vagy — nem egészen helyesen mondva — ugráló mozgása. Ennek a mozgásformának lényege, hogy a talajszemcsék, elhagyva a felszínt, hosszabb-rövidebb utat tesznek meg a levegőben. A felszínre visszaesve, ott a rugalmas testek ütközésének törvényszerűsége alapján újból a magasba pattannak, meglökve a felszínen levő talajszemeket, vagy mozgási energiájukat jórészt elveszítve gördülő mozgást végeznek tovább. A pattogás által levegőbe megtett út hossza lehet néhány centimétertől 1—2 méterig terjedő távolság. Ez a mozgásforma általában a 0,05—0,5 mm méretű tömör talajszemcsék vagy az ennél valamivel nagyobb méretű apró talajmorzsák sajátja.

A szél által előidézett talajpusztulás harmadik mozgásformája a lebegés. Ennek során a talajról felragadott vagy a pattogó mozgás által levegőbe jutott szemcsék — többnyire finom porrészecskék — hosszabb ideig maradnak a levegőben. Ennek előfeltétele, hogy a talajfelszín közelében levő, kisebb sebességű és egyenletes szélmozgásból a magasabb légrétegekre jellemző, örvénylő, felfelé áramló légrétegbe jussanak bele. Az ilyen örvénylő légáramlatok sebessége legalább 3—5 km óránként. Ez a szélsebesség szükséges ahhoz, hogy a porrészecskéket vagy az apró szemcsékké összeállt agyagot, a szerves anyaggal összetapasztott kolloidokat felemelje és nagyobb távolságra szállítsa. Elősegíti a lebegésre képes szemcsék kialakulását kismértékben a gördülő és nagyobb mértékben a pattogó talajmozgás is. A gördülés által súrlódó, valamint a pattogás által ütődő szemcsék vagy morzsák felületéről kisebb részecskék válnak le, melyek már megfelelő körülmények között lebegésre képesek.

A defláció folyamatának egyik lényeges tényezője a lavinahatás. Mennél hosszabb úton hat a szél a talajpusztulásnak megfelelő állapotba jutott talajfelszínre, annál inkább hatványozódik a talajpusztulás. Mennél hosszabb a szél hatásának vonala, annál többször ütődnek az egyes részecskék a felülethez, így több szemcse kerül mozgásba és nagyobb a valószínűsége a szemcsék aprózódásának. A szemcsék kinetikus energiája — a gördülés és a pattogás folyamán — mind több és több talajrészt mozgat meg. A hatásoknak ez a halmozása nevezhető összefoglaló néven lavinahatásnak. A defláció által sújtott terület szél felőli részén ezért a talajmozgás jelentéktelen, míg a szél irányában, a távolsággal arányosan nő, míg eléri azt a maximumot, mely a szél által szolgáltatott energiának megfelel. Ez a maximum a talaj tulajdonságaitól és állapotától függően — különböző lehet. Mennél jobban hajlamos valamely talaj a deflációra, és mennél több feltétel segíti elő a defláció érvényesülését, annál nagyobb a talajpusztulás lavinaszerű növekedésének üteme és így annál rövidebb az a távolság, amelynél a maximális talajmozgást a folyamat eléri.

A talajpusztulás fokozatai

A talajpusztulás folyamatainak és formáinak megjelenését még egy tényező jellemzi, a talajpusztulás fokozata. Fokozat alatt értjük azt az állapotot, melyet valamely talajpusztulási folyamat hatására a talajpusztulási forma kifejlődésében elért.

A felületi rétegerózió fokozatait, a gyengén, közepesen és erősen erodált talajszelvényeket, a talajpusztulás %-os értéke alapján határoljuk el egymástól. Az elbírálás alapját — az összehasonlítási alapot — a területre jellemző, nem erodált talajszelvény szolgáltatja. Ennek talajszintjeit együttesen tekintjük 100%-nak és ehhez viszonyítjuk a vizsgált erodált talajszelvény szintjeinek együttesét. Csernozjom talajok esetében tehát az egyenletesen humuszos A-, valamint a fokozatosan csökkenő szervesanyag-tartalmú csernozjom B-szintek együttesen képezik az elbírálás alapját, míg barna erdőtalajok esetében a kilúgozási és a felhalmozódási szintek együttes vastagsága szolgál az elhatárolás alapjául. A vizsgált talajszelvény szintjeinek vastagságát lemérve, a centiméterekben kifejezett értékeket az összehasonlítási alapul szolgáló talajszelvény szintjeinek vastagságával osztva és 100-zal szorozva, kapjuk a %-os értéket, mely az eróziós fokozat kategóriáinak megállapítására ad módot. A fentiek figyelembevételével gyengén erodáltnak nevezzük azokat a talajszelvényeket, melyekben legalább 70%-a maradt meg az eredeti szelvény talajszintjeinek; közepesen erodáltnak azokat a szelvényeket vesszük, melyekben az összehasonlítási alapul szolgáló talajszinteknek 70 és 30% közötti vastagsága maradt meg; míg erősen erodáltnak minősítettük azokat a talajokat, melyekben a talajszintek eredeti vastagságának 30%-nál kisebb része maradt meg, illetve ide soroltuk azokat a talajokat is, melyeknél — függetlenül a %-os értékektől — a talajréteg 30 cm-nél nem vastagabb. Kifejezhetők az eróziós fokozatok a lepusztult talajréteg %-os értéke alapján is, ami nem jelent elvi különbséget a meghatározásban, csak a számszerű határértékek változnak meg. Ilyen kifejezésmód esetén a gyengén erodált talajoknál az eredeti szelvény talajszintjeinek 30%-a, a közepesen erodáltaknál 30—70%-a, és az erősen erodáltaknál 70%-nál nagyobb része pusztult el.

A barázdás erózió fokozatait célszerűen a barázdákból kimosott talaj mennyisége alapján határozhatjuk meg. Ennek meghatározása során úgy járunk el, hogy a lejtőn minta-területet vagy több minta-területet választunk ki, mely a terület átlagát képviseli. Ezek a minta-területek 10×10 m-es négyzetek, melyeket úgy tűzünk ki, hogy — lehetőleg egyenletes lejtőszög esetében — a lejtési irány egyben a négyzet függőleges oldalaival párhuzamos legyen. A minta-területek felső és alsó vízszintes határán, valamint a kettő között levő, 5 m magasságban húzható vízszintes vonal mentén mérünk. E három vonalat kitűzve, egyenként megmérjük a vonalat keresztező vízmosások átmérőjét, mélységét és megfigyeljük a keresztmetszetét. A három vonal mentén mért keresztmetszeteket kiszámítva, átlagoljuk és a minta-terület hosszanti oldalával (10 m-rel) megszorozva, megkapjuk a területről lepusztult talaj mennyiségét. Ennek alapján határoljuk el egymástól a barázdás erózió fokozatait úgy, hogy a barázdák térfogatát megszorozzuk a talaj térfogatsúlyával és ezáltal a lepusztult talaj mennyiségét tonna/kh-ban fejezzük ki. Gyengén erodáltnak nevezzük azokat a területeket, melyekben ez az érték kisebb mint 20 tonna/kh, míg közepesnek 20—50 tonna/kh és erősen erodáltnak 50 tonna/kh-nál nagyobb érték esetén minősítjük a területet.

A vízmosásos erózió fokozatainak eldöntése alapjául már célszerű nagyobb területet egységül venni. A szakirodalom általában a vízmosás hosszát veszi alapul a határértékek megállapításánál, a mért adatokat méter/km²-ben kifejezve. Ezt a módszert alkalmaztuk magunk is az ország vízmosás sűrűségi térképének szerkesztésekor.

A fenti elvnek figyelembevételével gyengén vízmosásosnak nevezzük azt a területet, melyen a vízmosások hossza kevesebb mint 200 m/km², míg közepesen, illetve erősen vízmosásosnak a 200—500 m/km², illetve 500 m/km²-nél nagyobb értékek alapján minősítjük a területet.

A padkásodás fokozatait a területi elterjedés alapján határozzuk meg. Ott, ahol a padkásodás által elpusztított felszín, vagyis a padkafenekek, peremek által határolt területei az összterület 10%-ánál kisebb nagyságrendet érnek el, gyengén padkás területről beszélünk. Ott, ahol ez az érték 10 és 30% közötti, közepes padkásodásról; míg ha a padkafenekek területe az összterület 30%-át meghaladja, erős padkásodásról szólunk.

Defláció. — Míg a víz által előidézett talajpusztulás formáinak esetében viszonylag jól meghatározható értékek alapján határoljuk el a fokozatokat egymástól, a szél által okozott kártétel erősségét nehezebb meghatározni. A szél okozta talajpusztulás, a defláció formáinak képződése sokszor nem jelenkori folyamat, hanem erősségében a geológiai közelmúlt hatása is érvényesül. Míg a geológiai értelemben vett erózió, azaz felszínpusztulás és letarolódás — a külső jelek alapján viszonylag jól elhatárolható az ún. gyorsított eróziótól, a defláció formáinál ezek a hatások összegeződnek és határuk elmosódik. Ezért a deflációs fokozatok megállapításánál csak a legfiatalabb talajpusztulás nyomait értékelhetjük, mint a vetések elborítását, a gyepes területek — útmenti sávok, fasorok köze, bokros területek — felmagasodását. A gyengén, közepesen és erősen fejlett fokozatok elhatárolásánál a frissen szállított homok mennyiségét, valamint az általa elborított terület nagyságát vehetjük alapul.

III. Az erózió és defláció térképezése, valamint a térképek adatainak ismertetése

A talajpusztulás térképezése, valamint az alkalmazott elvek és módszerek bemutatása

A talajpusztulás térképezésének első mozzanata az erózió térképek felvétele és szerkesztése volt. Célja e térképeknek elsősorban a víz által okozott talajpusztulás fokozatainak feltüntetése. A felvétel 1 : 75 000-es méretarányú katonai térképlapokon történt. A térképezés kiterjedt elsősorban a szántóföldi, valamint a szőlő- és gyümölcsterületek felvételére. Teljesen kimaradtak a felvételekből az erdők területei.

A felvételezési munka a talajfelszín színe, valamint a különböző színű talajfoltokban ásott és fúrt talajszelvények alapján történt.

A térképezés folyamán három eróziós fokozatot különböztettünk meg. Az egyes szelvények elbírálásánál az összehasonlítási alapot a területre jellemző, nem erodált talajszelvény képezte. Ennek vastagságához viszonyítottuk a vizsgált talajszelvényt és különböztettünk meg gyengén, közepesen és erősen erodált talajszelvényeket, melyek meghatározását az eróziós fokozatoknál már tárgyaltuk.

Ennek az eljárásnak kétségkívül vannak hibái, melyek nagyjából két okra vezethetők vissza. Az egyik ok, hogy sok esetben nehezen találni olyan szelvényt, amely nem erodált, és a ráhordás által sem érintett, tehát összehasonlítási alapnak megfelel. Az természetesen magától értetődik, hogy az összehasonlításnál csak a tájnak megfelelő, nem nagy távolságban lévő—az erodáltságtól eltekintve—hasonló körülmények között keletkezett szelvényt vehetünk figyelembe. Mind csernozjom talajok mind erdőtalajok esetében legalkalmasabb a dombhátakon vagy platókon található szelvényt alapul venni. Igen fontos előfeltétel, hogy az összehasonlítandó két szel-

vény talajképző kőzete azonos legyen és azonos kőzet esetében is a mechanikai összetétel, vagyis a szemcseösszetétel ne mutasson jelentős különbséget. Szükség van erre azért, mert homokos talajképző kőzeten ugyanazon talajképződési folyamat vastagabb talajszinteket eredményez, mint a kötöttebb — vályogos vagy agyagos — szövetű üledékes kőzet esetében. Tekintettel kell lennünk a talajképző kőzet karbonáttartalmában esetleg fennálló különbségekre is, mert — elsősorban az erdőtalajok képződése esetén — a több szénsavas meszet tartalmazó talajképző kőzeten sekélyebb talajszintek képződnek. Ha az azonos talajképző kőzet biztosítja az összehasonlítás lehetőségét, a drénviszonyok hasonlóságáról is meg kell győződni. Mivel lejtős területen a felületi lefolyás különböző lejtőszakaszokon és lejtőszögek esetén kisebb-nagyobb eltérést mutat, csak arra kell ügyelnünk, hogy ráfolyás — tehát a csapadékmennyiségnél nagyobb vízmennyiség — ne befolyásolja az összehasonlítási alapul szolgáló talajszelvény kialakulását. A nagyobb mennyiségű víz erőteljesebb kilúgozást, mélyebb talajszintek kialakulását eredményezheti még akkor is, ha egyébként a talajképződés iránya megegyezik az összehasonlítandó talajszelvényével.

A második hiba abból a feltételezésből származik, hogy a lejtőn is a sík területek talajához hasonló képződmény alakult volna ki, ha nem lépett volna fel az erózió. Ez a feltételezés azonban nem mindenkor állja meg a helyét. Vannak ugyanis olyan adatok, melyek szerint — elsősorban csernozjom területeken — a lejtőn rövidebb szelvények fejlődnek mint a sík táblákon, platókon, dombhátakon. A lejtőn ugyanis a csapadék egy része elfolyik, tehát a talajba a csapadéknak csak kisebb hányada jut. A déli kitettségű lejtőkön pedig az erősebb besugárzás következtében nagyobb a párolgás, tehát nagyobb a vízveszteség. Ezért a lejtős területeken, különösen a déli lejtőkön, kisebb a kilúgozás és gyengébb a biológiai tevékenység — ennek következményeként pedig a humuszosodás — a rendelkezésre álló kisebb vízmennyiség következményeként.

Ezt a különbséget — a lejtős és a sík területek talajképződése között mutatkozó különbséget — azonban az erózió mértékének megítélésénél nincs módunkban tekintetbe venni. Nem tehetünk mást, mint tudomásul véve az erózió mértékének meghatározásánál mutatkozó bizonytalansági tényezőket, ezek hatását el kell hanyagolni.

Láthatjuk tehát, hogy az eróziós térképezésnél az egyes szelvények eróziós fokozatokba való beosztása már egymagában is több esetben problémát okoz. Még nehezebb feladat elé állítja a térképfelvevőt a területek erodáltságának megállapítása. A talajpusztulás által érintett lejtős tájakon a talajtakaró fokozatosan és folytonosan változik. Ez a változás megnyilvánulhat ugyanannak a talajtípusnak, altípusnak eróziós változatai alakjában, de erősebb erózió esetében a változatosság szélesebb határok között jelentkezik és az altípus, típus, sőt főtípus kategóriákat sorakoztatja egymás mellé. Az erodált területek talajviszonyainak jellemzésére célszerűen talajsorozatok vizsgálatát végezzük el. Ilyen esetben a dombhátak hosszanti irányára merőlegesen, sűrűn készítünk talajszelvényeket és ezeket a talajszelvény sorozatokat egybevetjük a lejtőviszonyok, a kitettség változásával. A talajszelvény sorozatokon belül mutatkozó talajtípusok, altípusok és változatok együttesét eróziós talajláncnak nevezzük. A talajláncban szereplő egyes talajokat az erózió által módosított képződési feltételeikben fennálló rokonság kapcsolja egybe. A talajszelvény sorozatok és az ezek alapján megállapított talajláncok már betekintést engednek meg a talajképződés, a talajtulajdonságok, valamint az eróziós viszonyok kapcsolatába. Ezek az összefüggések azonban csak a talajszelvény sorozat vonalára vonatkoznak. Ahhoz, hogy ezek alapján területi összefüggéseket is megállapíthassunk, tehát az erózió törvényszerűségeit térképszerűen is feltüntethessük, több talajszelvény sorozatra van szükség.

A térképezés üteme azonban nem engedi meg, hogy minden dombvonulaton talajszelvény sorozatokat fektessünk le, ezek szelvényeit részletesen megvizsgáljuk. Ezért a térképezés alkalmával a tájra vagy a körzetre érvényes összefüggéseket egy-egy mintaterületen állapítjuk meg és az itt szerzett tapasztalatok felhasználásával térképezzük a táj többi részét, míg azt a feltételek azonossága megengedi.

Az eróziós térkép méretarányából következően nem tüntethetünk fel oly kis foltokban jelentkező különbségeket, melyek az adott léptékben nem ábrázolhatók. Ezért a térképezés alkalmával bizonyos átlagolást kell végeznünk. Ez önmagában is jelentős mennyiségű szubjektív elemet tartalmaz, ezért a térképező gyakorlatától függ, hogy a térkép mennyiben adja vissza a talajpusztulási viszonyokat.

Az elkerülhetetlen átlagolás következménye, hogy a léptékben erősen erodáltnak jelzett területeken belül mindenkor vannak olyan foltok, melyeken az erózió fokozata csak közepes. Ugyanígy a közepesen erodáltnak jelzett területeken lehetnek kisebb, erősen erodált foltok vagy nagyobb, gyengén erodált területek. Általában azt a gyakorlatot követtük, hogy erősen erodáltnak jeleztük már azt a területet is, melyen az összterület 30%-a erősen erodált talajokból állt, a talajok többi része pedig a közepesen erodált kategóriába tartozott. Ugyanúgy közepesen erodáltnak jelöltük azokat a táblákat vagy lejtőket, melyeken a felületnek legalább 50%-a volt közepesen erodált, míg a többi megoszlott a kis mennyiségű erősen és a nagyobb mennyiségű, gyengén erodált szelvény között. Gyengén erodáltnak jelöltük viszont azokat a területeket, melyekben a nem erodált területek között csak foltokban jelentkezett gyenge vagy közepes mértékű erózió.

A talajpusztulás térképe

A fentiek alapján láthatjuk, hogy a talajpusztulás térképezése, az eróziós fokozat megállapítása és térképszerű ábrázolása nem könnyű feladat. Sok tudatos elhanyagolást követel meg és csak a tényezők együttesének helyes mérlegelése biztosíthatja, hogy a készülő térkép a talajpusztulás ábrázolásának feladatát hűen teljesíti.

A térképen az eróziós fokozatok mellett feltüntettük a szedimentált területek nagyságát, valamint az erdők területét is. Szedimentált területnek — vagyis a lehordott talaj felhalmozódási területének — jeleztük azokat a talajfelszíneket, melyeket az időközönkénti iszapborítás veszélye fenyeget. Ezek a lejtőlábi és völgyi területek az eróziónak másik kártétele, az eliszapolás következtében károsodnak.

Külön ábrázoltuk a térképen az erdők területét. Tettük ezt azért, mert a térképezés során az erdőkben jelentkező talajpusztulást nem mértük fel. Ebből következik, hogy az erdőnek jelzett területek nem jelentik azt, hogy ott talajpusztulás nem hatott volna. Sőt, mivel hazánkban erdők legnagyobbrészt csak ott maradtak meg, ahol a lejtőviszonyok vagy a talajpusztulás, valamint a kőzetviszonyok a szántóföldi művelést már nehezítik vagy nem engedik meg, éppen az erdők alatt találjuk a legmeredekebb lejtőket és sokszor a legkedvezőtlenebb talajvízgazdálkodási feltételeket. Lehet, hogy az erdőtakaró védő hatásának jóvoltából ezeken a területeken az erózió csak kisebb mértékben jelentkezik, vagy a talajpusztulás jelei nehezebben ismerhetők fel, de hogy tarvágás vagy szántóföldi művelésbe vétel esetén itt még fokozottabb a talajpusztulás veszélye mint a szomszédos szántókon, az bizonyos. Ebből következik, hogy az eróziós térképen erdőnek jelzett területeket nem lehet és nem szabad nem erodáltnak tekinteni.

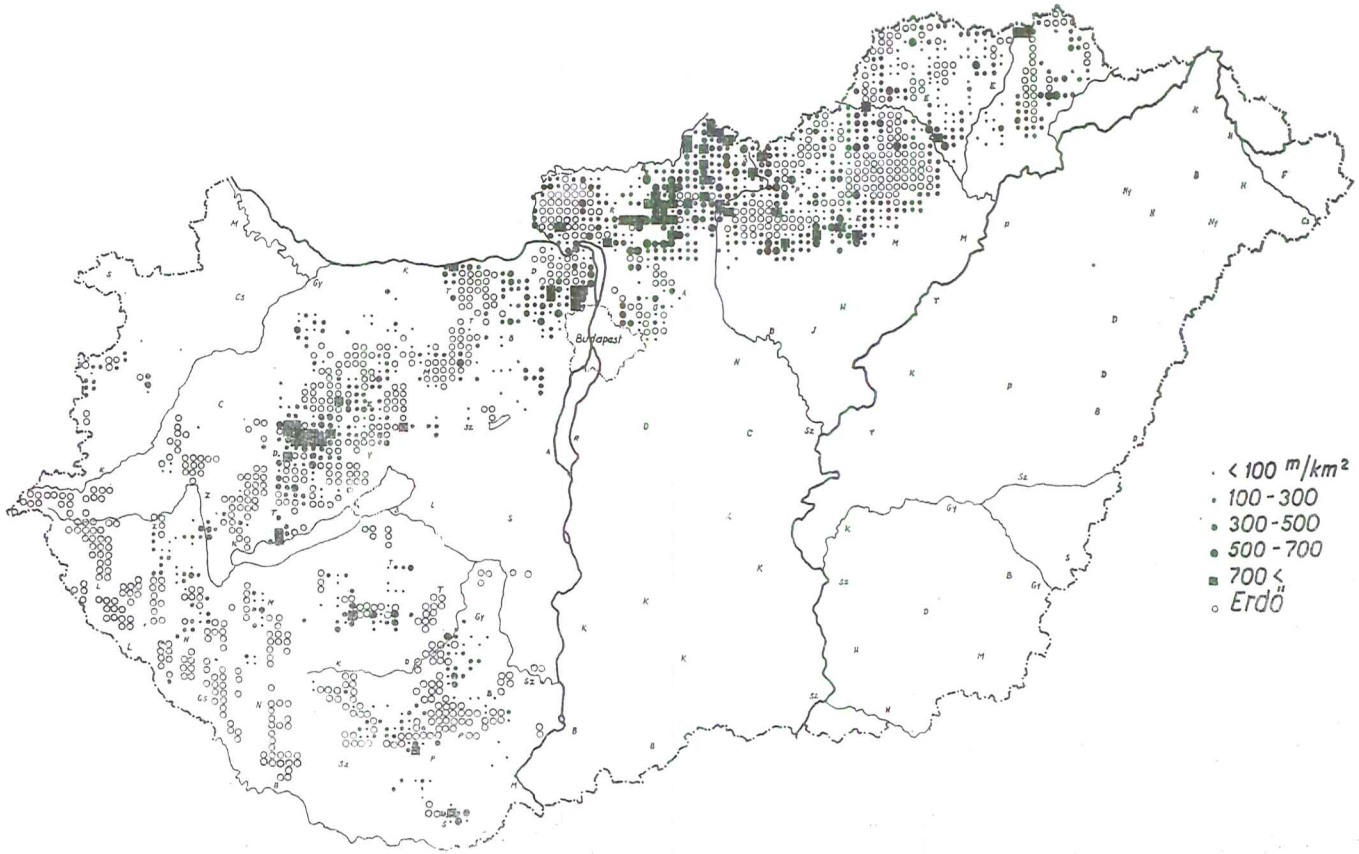
A másik talajpusztulási jelenség, melyet a térképen ábrázoltunk, a defláció. Ennek térképszerű ábrázolása jelentette talán a legnagyobb gondot. Ez a jelenség legalább annyira időszakos és megjelenésének helye legalább annyira függ a külső feltételek-

től — mint a vízerózió esetében, azonban a kártétel után kevés jól felismerhető nyomot hagy maga után. Talajelmozdulás — kiszáradt talajfelszínen — szinte minden talaj esetében bekövetkezik. Ennek azonban nincs jelentősebb kártétele és maradandó formája. A térkép szerkesztésekor ezért elsősorban a homok- és lápterületek deflációját tüntettük fel, mert ezeken lép fel a legnagyobb valószínűséggel a szél által előidézett talajpusztulás és a szántóföldi művelés esetében is itt lépnek fel a legnagyobb károk. Ezért a térképen csak azokat a területeket határoltuk körül, melyeken a defláció veszélye a legnagyobb, tekintet nélkül arra, hogy az milyen formában és milyen mértékben jelentkezik. Tettük ezt azoknak a megfigyeléseknek alapján, melyeket helyszíni térképezéskor szereztünk a homok mozgására és felhalmozódására vonatkozóan. A körülhatárolt területeken belül találtuk a homokmozgás legfrissebb nyomait: az útszéli gyepsávok felmagasodását; fasorok, cserjesávok homokgerinceit; homokkifúvás és felhalmozódás területeit, mert ezek szinte naponként változtatják helyüket. Az elmondottakból következik, hogy a defláció térképszerű feltüntetése elvében és módszerében más, mint a víz által előidézett talajpusztulás térképezése.

A harmadik ábrázolt jelenség — melyet a térképen feltüntettünk — a talajképző kőzet. Feltüntetésekor az egyes kőzetféleségeket tulajdonságaik alapján eróziós csoportokba vontuk össze, egyesítve azokat a kőzetféleségeket, melyek a talajpusztulás tekintetében hasonlóan viselkednek, és felszínre kerülésük esetén szántóföldi művelésben egyformán hasznosíthatók. Szükségesnek tartottuk a kőzetviszonyok feltüntetését azért, mert egyrészt jelentős mértékben befolyásolják az eróziós formák megjelenését és egymáshoz viszonyított arányát, másrészt erős erózió esetén megszabják a felszín hasznosításának módját. Az eróziós formák megjelenése jelentős mértékben függ a kőzettől, illetve a talajképző kőzettől, mivel pedig a térképen nem tüntethettük fel az eróziós formákat — részben technikai okokból, részben elegendő adat hiányában —, választottuk azt a megoldást, hogy a kőzetviszonyokkal érzékeltetjük, illetve közelítjük meg az eróziós formák elterjedését és arányát. Az a tapasztalatunk, hogy löszön, homokos löszön, pannon agyagokon a felületi rétegerózió az uralkodó, mindhárom eróziós fokozat esetében. Agyagos alapkőzeteken, az eruptív kőzetek tufáin és nyirokon viszont az árkos és a vízmosásos erózió már a közepesen erodált területeken is megjelenik, sőt túlsúlyra jut, a felületi rétegerózióhoz viszonyítva.

A vízmosássűrűség térképe

Az eróziós formák elterjedésének érzékeltetésére szerkesztettük a 4. ábrán bemutatott vízmosás térképünket is. A térkép szerkesztésének alapjául az 1 : 75 000-es katonai térképlapok szolgáltak. A térképlapokon ábrázolt vízmosások hosszát lemérve, azok hosszúságát méter/km^2 értékekben fejeztük ki. Ábrázolási egységként a 3×3 km, azaz 9 km^2 nagyságú négyzeteket vettük. Megjegyezzük azonban, hogy erdős területeken a vízmosássűrűség értékszámait a négyzeten belüli nem erdős területekre vonatkoztattuk. Térképünkkel elsősorban megközelítő és tájékoztató adatokat kívántunk összeállítani annak érdekében, hogy az eróziós formák egymáshoz való viszonyait ábrázoljuk, másrészt pedig hogy a különböző formák ellen való védekezés helyére is útmutatást adjunk.

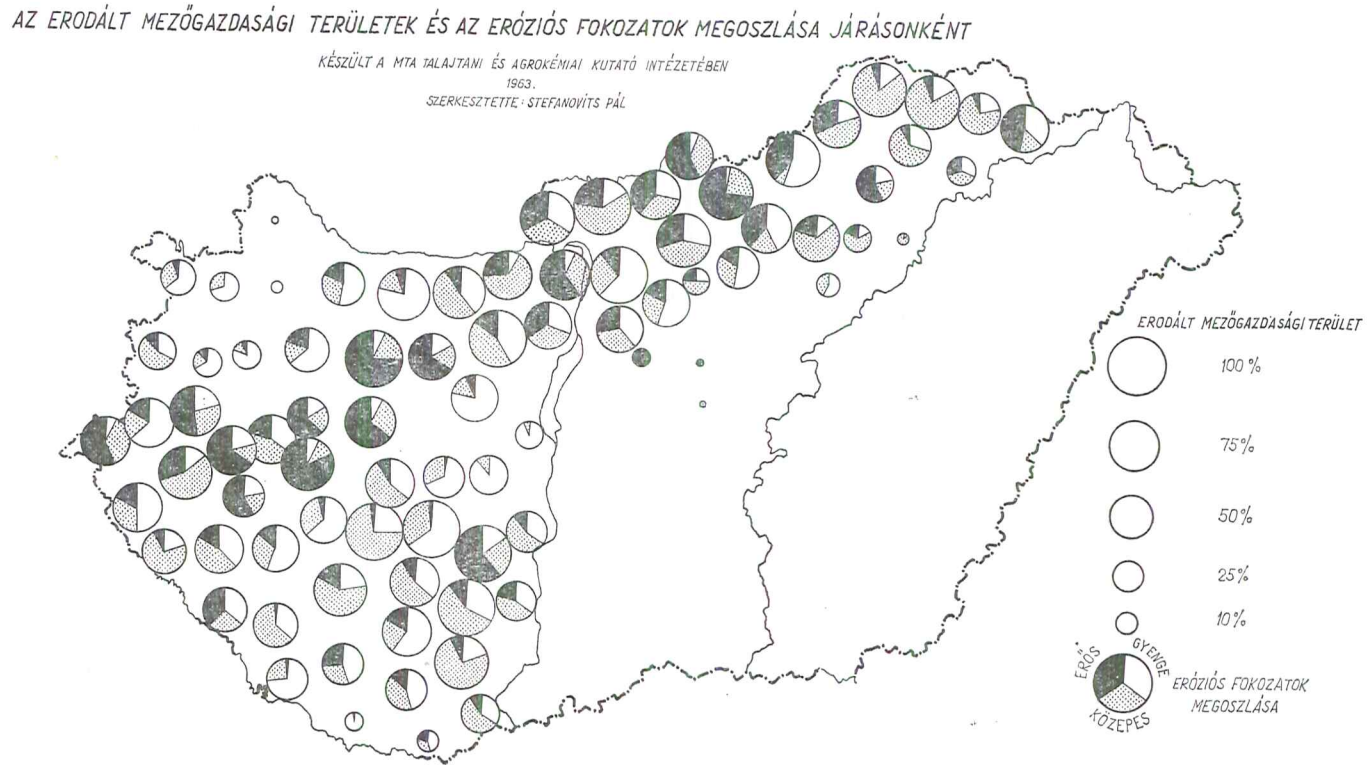


4. ábra. Vízmosássűrűség az ország mezőgazdasági területein. Szerkesztette Stefanovits Pál, 1963. Szerkesztésénél az egységnyi területre eső vízmosások hosszát vettük alapul.

Az eróziós fokozatok aránya

A harmadik térkép, mely a talajpusztulás értékelésére szolgál, az erózió fokozatainak egymáshoz való viszonyát feltüntető járási térkép. Ezen — az értékelés alapjául — az egyes járások szolgáltak. Tettük ezt azért, mert a talajvédelem országos tervezése és szervezése közigazgatási egységek alapján történő intézkedéseket von maga után.

A járások területén ábrázolt körök nagysága a járás összterületéhez viszonyított erodált területek mennyiségével arányos. A körön belüli körcikkek a gyengén, közepesen és erősen erodált területeknek %-os mennyiségét tüntetik fel, az összes — mezőgazdasági hasznosítás alatt álló — területre vonatkoztatva. Hangsúlyozni kívánjuk, hogy az erdők területét nem vettük tekintetbe, ugyanúgy mint az erdőkben fellépő talajpusztulás mértékét sem. A térkép értékelése módot ad az erózió területi elterjedése és az egyes fokozatok egymáshoz viszonyított aránya közötti kapcsolatok feltárására.



5. ábra. Az erodált mezőgazdasági területek és az eróziós fokozatok megoszlása járásonként

4. TÁBLÁZAT

Tájékoztató adatok az ország domb- és hegyvidéki talajainak erodáltsági állapotáról (Felső sorokban 1000 kh-ban, alsó sorokban %-ban vannak feltüntetve az adatok)

(1) Megye	(2) Erős	(3) Közepes	(4) Gyenge	(5) Nem erodált	(6) Szed.*	(7) Súly-szám**
1. Nógrád	111,7	103,6	44,0	18,0	38,6	160
	25,7	23,7	10,2	4,2	8,7	
2. Veszprém	251,6	92,1	90,5	140,8	69,3	142
	28,0	10,2	10,0	15,7	8,0	
3. Zala	77,3	145,7	82,3	39,2	87,7	120
	13,6	25,6	14,5	6,9	15,5	
4. Tolna	68,9	156,5	133,2	115,6	79,3	118
	11,3	25,5	21,5	18,8	11,9	
5. Komárom	29,8	113,7	175,3	25,4	28,2	115
	6,5	25,0	38,5	6,0	6,2	
6. Somogy	65,4	283,1	212,1	131,6	129,9	100
	6,2	27,2	20,3	12,6	12,4	
7. Borsod-Abaúj-Zemplén	95,3	202,9	95,4	151,7	210,9	82
	8,9	18,9	8,9	14,2	19,7	
8. Pest	75,8	77,9	90,2	193,6	31,9	82
	11,3	11,8	13,2	28,3	4,7	
9. Fejér	49,5	80,3	226,6	291,4	42,5	76
	5,9	11,2	30,4	38,0	5,7	
10. Heves	34,0	69,0	50,9	120,0	47,1	73
	7,6	15,6	11,5	27,2	10,5	
11. Vas	50,9	62,8	79,2	201,5	62,6	71
	8,9	11,0	13,8	35,3	10,9	
12. Baranya	41,7	117,9	123,1	247,2	103,5	71
	5,6	15,9	16,6	33,7	13,9	
13. Győr	21,4	46,2	103,5	321,1	134,6	39
	3,0	6,4	14,5	45,3	19,0	
Összesen:	974,2	1553,5	1506,3	1997,1	1066,1	

* Szed. = Szedimentált területek.

** A súlyszám megállapításánál az erősen erodált területek %-os adatait 4-gyel, a közepesen erodáltakét 2-vel szoroztuk, a gyengén erodált területeket pedig változatlanul hagyva összegeztük a három adatot.

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

1. Nógrád megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súly-szám
Balassa-gyarmat	21,300	19,100	16,000	4,700	12,800	17,700		152
	23,3	20,9	17,4	5,1	14,0	19,3		
Pásztó	12,400	26,400	15,700	7,400	6,100	26,600		125
	13,1	27,9	16,7	7,8	6,5	28,0		
Rétság	11,900	29,200	8,700	210	970	24,400		152
	15,9	38,7	11,5	0,3	1,3	32,3		
Salgótarján	45,500	15,000	2,000	2,000	8,800	38,600		191
	40,6	13,4	1,8	1,8	7,8	34,5		
Szécsény	20,500	13,900	1,600	3,700	9,900	15,600		171
	31,4	21,3	2,5	5,7	15,1	24,0		
Összesen	111,700	103,600	44,000	18,000	38,600	123,000		160
	25,7	23,7	10,2	4,2	8,7	27,5		

2. Veszprém megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Devecser	30,500	9,500	7,900	50,500	8,000	15,300		122
	25,0	7,8	6,5	41,5	6,6	12,5		
Keszthely	61,900	6,000	5,100	5,600	18,100	11,900	9,000	119
	24,0	8,2	7,0	7,6	25,0	16,0	12,2	
Pápa	18,400	13,000	52,900	47,300	18,600	33,800		83
	10,0	7,1	28,7	26,0	10,0	18,4		
Sümeg	6,300	12,700	10,500	11,900	6,900	16,400		94
	9,7	19,6	16,3	18,4	10,7	25,3		
Tapolca	55,700	6,400	3,300	690	6,700	19,600	12,400	228
	53,2	6,2	3,1	0,7	6,3	18,7	11,8	
Veszprém	77,900	32,700	7,100	24,500	7,900	64,900	34,000	154
	31,3	13,1	2,8	9,9	3,1	26,1	13,7	
Zirc	45,900	11,800	3,700	280	3,100	36,000		157
	45,0	11,0	3,4	0,3	2,3	38,0		
Összesen	251,600	92,100	90,500	140,800	69,300	198,000	55,300	142
	28,0	10.2	10,0	15.7	8,0	22,0	6,1	

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

3. Zala megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) zed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Lenti	3,600	22,100	24,600	1,900	17,000	39,500		76
	3,3	20,3	22,5	1,8	15,6	36,5		
Letenye	1,800	17,800	4,800	10,800	13,000	7,900		78
	2,8	30,0	7,3	16,2	19,5	30,0		
Nagykanizsa	11,700	36,700	29,000	17,900	28,800	29,700		97
	7,6	23,9	18,8	11,7	18,7	19,3		
Zalaegerszeg	33,300	64,000	14,500	2,600	20,800	38,400		159
	19,2	36,8	8,4	1,5	12,00	22,1		
Zalaszengrót	26,900	5,100	9,400	6,000	8,100	9,900		196
	41,4	7,8	14,4	9,1	12,2	15,1		
Összesen	77,300	145,700	82,300	39,200	87,700	136,100		120
	13,6	25,6	14,5	6,9	15,5	23,8		

4. Tolna megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Bonyhád	6,800	38,600	19,700	840	6,900	8,000		153
	8,4	47,7	24,4	1,0	8,5	10,0		
Dombovár	4,200	21,300	14,700	12,400	8,600	12,700		100
	5,6	28,8	19,8	16,8	11,6	17,2		
Gyönk	40,500	14,600	9,200	—	6,200	8,700		251
	49,9	20,2	11,4	—	7,7	10,8		
Paks	5,700	28,200	19,700	48,900	18,200	3,900		79
	4,6	22,6	15,8	39,2	14,7	3,1		
Szekszárd	10,000	22,600	16,100	52,900	31,000	25,000		64
	6,4	14,3	10,3	33,5	19,6	15,9		
Tamási	2,600	31,200	53,800	560	8,400	9,400		119
	2,4	29,5	50,8	0,6	7,9	8,8		
Összesen	69,800	156,500	133,200	115,600	79,300	67,800		118
	11,3	25,5	21,5	18,8	11,9	11,0		

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

5. Komárom megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(10) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Dorog	11,800	31,200	2,900	14,700	1,700	27,600		125
	13,2	34,6	3,2	16,4	2,0	30,6		
Komárom	10,300	39,300	137,000	6,700	18,300	16,700		112
	4,5	17,1	60,0	2,9	8,0	7,3		
Tata	7,700	43,200	35,400	4,000	8,200	36,800		113
	5,7	32,0	26,0	3,0	6,0	27,1		
Összesen	29,800	113,700	175,300	25,400	28,200	81,000		115
	6,5	25,0	38,5	6,0	6,2	17,8		

6. Somogy megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Barcs	420	11,700	35,200	29,600	18,600	25,500		50
	0,3	9,6	29,2	24,5	15,5	21,0		
Csurgó	13,200	9,600	13,200	10,100	11,300	30,300		97
	15,0	11,0	15,0	11,4	12,9	34,7		
Fonyód	1,700	16,600	30,800	16,200	24,800	13,300	15,600	59
	1,4	13,9	26,0	13,6	20,9	11,2	13,0	
Kaposvár	34,300	102,000	41,700	26,500	27,300	34,200		143
	12,9	38,0	15,7	10,0	10,5	12,9		
Marcali	9,400	20,300	31,400	26,200	22,300	26,400		80
	6,9	14,9	23,0	19,3	16,4	19,5		
Nagyatád	350	43,600	25,500	9,600	11,200	28,400		96
	0,3	36,7	21,5	8,1	9,4	24,0		
Siófok	4,400	26,700	16,400	12,800	5,100	10,900	22,100	89
	4,4	27,3	16,6	13,1	5,11	11,1	22,4	
Tab	1,600	52,600	17,900	620	9,300	15,900		132
	1,6	53,5	18,3	0,6	9,5	16,2		
Összesen	65,400	283,100	212,100	131,600	129,900	185,000	37,700	100
	6,2	27,2	20,3	12,6	12,4	17,7	3,0	

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

7. Borsod-Abaúj-Zemplén megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Abaújszántó	1,400	19,700	6,000	13,900	13,100	38,000		55
	1,5	21,4	6,5	15,2	14,3	41,1		
Edelény	3,200	63,300	11,200	2,800	16,100	51,400		102
	2,1	42,8	7,6	1,9	10,9	34,7		
Encs	3,400	40,000	8,300	3,100	8,900	12,500		132
	3,3	54,0	11,2	2,8	11,9	16,8		
Mezőcsát	—	1,300	280	14,200	26,600	—		6
	—	2,9	0,6	33,4	63,1	—		
Mezőkövesd	3,900	10,100	2,200	35,500	5,400	21,400		48
	5,0	12,8	2,8	45,3	6,9	27,2		
Miskolc	24,800	11,500	8,500	28,900	45,800	48,000		78
	14,8	6,8	5,1	17,3	27,4	28,6		
Ózd	15,000	1,500	18,500	—	7,100	31,300		111
	20,4	2,0	25,2	—	9,7	42,7		
Putnok	11,900	18,900	7,600	2,100	13,900	46,200		93
	11,9	18,8	7,6	2,1	13,9	45,7		
Sátoraljaújhely	21,600	8,300	16,500	—	11,700	48,000		112
	20,4	7,8	15,6	—	10,9	45,3		
Szerencs	8,700	10,100	8,200	43,900	44,400	13,500		49
	6,8	7,8	6,3	34,2	34,4	10,5		
Szikszó	2,400	18,200	8,100	8,300	17,900	2,600		94
	4,2	31,7	14,0	14,5	31,2	4,7		
Összesen	95,600	202,900	95,400	151,700	210,900	312,400		82
	8,9	18,9	8,9	14,2	19,7	29,2		

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

8. Pest megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Aszód	6,000	8,500	19,600	11,600	9,400	10,300		92
	9,1	13,0	30,0	18,0	14,0	15,9		
Cegléd	550	350	—	10,500	—	560		24
	4,6	2,9	—	87,8	—	4,7		
Gödöllő	14,200	18,200	19,200	18,000	3,800	17,100		124
	15,7	20,1	21,2	20,0	4,2	18,8		
Monor	6,000	280	—	47,600	1,700	900		44
	10,7	0,5	—	84,0	3,3	1,5		
Nagykáta	1,700	900	800	61,500	8,300	2,800		13
	2,3	1,2	1,1	80,8	11,0	3,6		
Szob	10,300	10,300	8,300	1,600	3,900	50,000		83
	12,2	12,3	9,8	1,9	4,6	59,2		
Vác	6,000	13,700	26,200	8,200	280	10,100		121
	9,4	21,2	40,7	12,7	0,4	15,6		
Szentendre	12,100	5,900	1,500	5,500	1,600	23,200		114
	24,4	11,8	2,9	11,1	3,2	46,6		
Budapest	19,000	19,700	14,600	29,200	2,900	19,100		125
	18,2	19,0	13,9	28,0	2,7	18,2		
Összesen	75,800	77,900	90,200	193,600	31,900	134,100	82,400	82
	11,3	11,8	13,2	28,3	4,6	18,9	11,9	

9. Fejér megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Adony	70	2,000	22,800	97,900	2,700	2,600		22
	0,0	2,0	18,0	76,0	2,0	2,0		
Bicske	13,200	33,100	34,600	2,100	6,500	14,600		157
	12,6	31,8	33,3	2,0	6,3	14,0		
Enying	600	12,900	25,400	45,900	1,100	8,600		59
	0,6	15,0	26,4	48,0	1,0	9,0		
Mór	26,100	6,100	6,600	4,700	8,000	26,400		158
	33,5	7,8	8,5	6,0	10,3	34,0		
Sárbogárd	700	5,400	36,100	65,000	10,600	4,700		41
	0,6	4,4	30,3	52,1	8,7	3,9		
Székesfehérvár	9,400	19,800	101,100	75,800	13,600	5,500	4,200	78
	4,1	8,6	44,1	33,1	5,9	2,4		
Összesen	49,500	80,300	226,600	291,400	42,500	62,500	4,200	76
	5,9	11,2	30,4	38,0	5,7	8,3	1,8	

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

10. Heves megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(7) Súlysz.	(10) Egyéb
Eger	9,800	37,600	6,200	12,000	13,300	41,100		100
	8,2	31,2	5,1	10,0	11,1	34,4		
Füzesabony	—	1,900	2,600	23,200	6,700	420		18
	—	5,4	7,5	66,8	19,1	1,2		
Gyöngyös	7,400	14,800	22,300	43,700	9,900	33,900		62
	5,6	11,2	16,9	33,1	7,5	25,7		
Hatvan	3,300	6,900	3,300	41,00	7,600	210		48
	5,3	11,0	5,2	66,0	12,2	0,3		
Pétervására	13,500	7,800	16,500	—	9,600	48,000		90
	14,1	8,2	17,3	—	10,1	50,3		
Összesen	34,000	69,000	50,900	120,000	47,100	123,700		73
	7,6	15,6	11,5	27,2	10,5	27,6		

11. Vas megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Celldömölk	2,800	2,200	11,200	53,900	7,900	6,600		20
	0,3	2,7	13,6	65,6	9,6	8,0		
Körmend	7,600	9,700	28,700	13,500	7,700	16,400		95
	9,2	11,6	34,3	16,2	9,2	19,5		
Sárvár	2,600	4,000	13,700	56,800	21,200	19,000		27
	2,2	2,4	11,6	48,5	18,0	16,2		
Szentgotthárd	14,900	9,200	1,500	2,700	8,000	29,800		120
	22,5	13,9	2,3	4,1	12,2	45,6		
Szombathely	5,700	26,900	15,600	65,200	6,400	28,200		62
	3,8	18,2	10,6	44,0	4,3	19,1		
Vasvár	19,800	10,800	8,500	9,400	11,400	15,300		145
	26,3	14,4	11,3	12,5	15,1	20,4		
Összesen	50,900	62,800	79,200	201,500	62,600	115,200		71
	8,9	11,0	13,8	35,3	10,9	20,1		

4. TÁBLÁZAT FOLYTATÁSA

12. Baranya megye

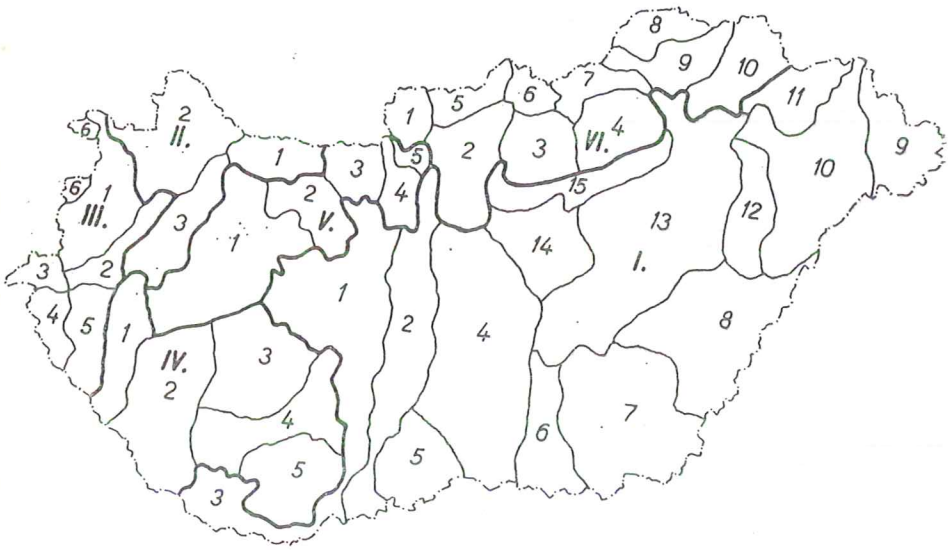
(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Mohács	3,300	20,400	13,300	50,000	3,300	7,100		69
	3,5	20,9	13,6	51,2	3,5	7,2		
Pécs	8,600	24,800	27,200	51,700	8,500	20,300		79
	6,1	17,5	19,3	36,7	6,0	14,4		
Pécsvárad	3,800	40,700	9,300	550	3,800	15,100		144
	5,1	55,6	12,8	0,7	5,2	20,6		
Sásd	14,100	15,500	47,800	760	19,400	34,200		103
	10,7	11,8	36,2	0,6	14,7	26,0		
Sellye	—	550	6,000	53,100	33,200	9,200		7
	—	0,5	5,9	52,0	32,6	9,0		
Siklós	2,200	4,200	4,300	55,500	25,800	5,500		22
	2,3	4,2	4,4	57,0	26,5	5,6		
Szigetvár	9,700	11,700	15,200	35,600	9,500	16,900		78
	9,8	11,9	15,4	36,3	9,6	17,0		
Összesen	41,700	117,900	123,100	247,200	103,500	108,300		71
	5,6	15,9	16,6	33,7	13,9	14,6		

13. Győr megye

(8) Járás	(2) Erős	(3) Közép	(4) Gyenge	(5) Nem	(6) Szed.	(9) Erdő	(10) Egyéb	(7) Súlysz.
Csorna	—	—	3,900	67,800	54,100	4,700		3
	—	—	3,2	51,8	41,4	3,6		
Győr	19,600	30,200	56,400	52,400	15,600	16,000		101
	10,2	15,7	29,2	27,4	8,1	9,4		
Kapuvár	—	6,500	18,500	49,100	29,800	15,800		26
	—	5,5	15,6	41,4	24,2	13,2		
Mosonmagyar-	—	—	1,400	123,000	32,300	10,100		1
óvár	—	—	0,9	73,7	19,3	6,1		
Sopron	1,800	9,500	23,300	28,700	2,900	22,000		48
	1,8	9,2	22,6	27,8	2,8	21,2		
Összesen	21,400	46,200	103,500	321,100	134,700	68,600	15,100	39
	3,0	6,4	14,5	45,3	19,0	9,7	2,1	

IV. A talajpusztulás elterjedésének talajföldrajzi törvényszerűségei

A talajpusztulás jelenségét ábrázoló térképekben mutatkozó törvényszerűségek összefoglalására, az értékelés alapjául a természeti tájbeosztás szolgál, melyet a 6. ábrán, illetve 5. táblázaton mutatunk be. A táj, mint természeti egység, már eleve alkalmas arra, hogy az erózió jelenségét, az eróziós fokozatok elterjedését, az eróziós formák arányát, valamint ezeknek a természeti viszonyoktól való függését ezen az alapon tárgyaljuk.



6. ábra. A természeti tájak határai

5. TÁBLÁZAT

Magyarország természeti földrajzi tájbeosztása

I. Alföld

1. Mezőföld (a Fejér megyei Sárréttel)
2. Duna-völgy
3. Dráva melléki sík az Ormánsággal
4. Duna—Tisza közi hátság
5. Bácskai löszhát
6. Alsó-Tisza mente
7. Dél-tiszántúli löszhát
8. Körös-vidék
9. Bereg-Szatmári sík (az Ecsedi-láppal)
10. Nyírség
11. Bodrogköz (a Hétközzel)
12. Hajdúság
13. Közép-Tisza mente
14. Jászság
15. Észak-alföldi hordaléklejtő

II. Kisalföld

1. Győri-Tatai-teraszvidék
2. Győri-medence és a Fertő-Hanság-medence
3. Marcal-medence

III. Alpokalja

1. Rábántúli kavicstakaró
2. Kemeneshát
3. Vasi-hegyhát (Alsóőrséggel)
4. Kerka-vidék
5. Göcsej
6. Soproni-hegység, Kőszegi-hegység

IV. Dunántúli-dombság

1. Zalai-dombság
2. Belső-Somogy
3. Külső-Somogy
4. Tolnai-Baranyai-dombság
5. Baranyai-szigethegység

V. Dunántúli-középhegység

1. Bakony
2. Vértes (Vértesalja, Velencei-hegység, Zámolyi-medence, Bársonyos)
3. Gerecse (Zsámbéki-medencével)
4. Budai-Pilisi-hegység
5. Visegrádi-hegység

VI. Északi Középhegység

1. Börzsöny
2. Cserhát és a Gödöllői-dombság
3. Mátra
4. Bükk
5. Nógrádi-medence
6. Karancs-Medves
7. Borsodi-medence
8. Aggteleki-karszt
9. Cserhát
10. Zempléni-hegység

Az Alföld

Az Alföld nagytáján viszonylag kisebb mértékben lép fel az erózió, mert a kis szintkülönbségek miatt a víz pusztító hatása jelentéktelen. Mégsem mondhatjuk, hogy az alföldi viszonyok között egyáltalán nem lép fel a talajpusztulás, nincsenek erodált és defláció által sújtott területek. Elsősorban a Mezőföld táján tapasztaljuk, hogy az erózió a nagyjából délkeleti irányt követő völgyek és ezekre kereszt irányban kialakult mellékvölgyek oldalain jelenik meg. A területen uralkodó széles hátak nem erodáltak és rajtuk a csernozjom talajok teljes épségükben megmaradtak. Azokban a körzetekben is, ahol az erózió nagyobb területet érint, csak a gyenge erózió lép fel, míg a közepes fokozat csak kisebb területeken fejlődött ki. Az erózió további fejlődését illetően megállapítható, hogy a csernozjom talajok teljes szelvénye nehezen erodálható, amint azonban a talajpusztulás a szelvény értékesebb részeit elhordta, a talajpusztulás veszélye fokozódik. Különösen veszélyes a barázdafenék tömődöttsége, mely a területen sok esetben hozzájárul a talajpusztulás kiváltásához.

A táj északi felében, ahol a lösztakaró jelentősen elvékonyodik és alóla a pannon üledékek kerülnek a felszínre, a talajpusztulás erősségét a talajképző kőzetviszonyok tarkasága jelentősen befolyásolja. A pannon üledékek—tapasztalatunk szerint—még a lösznél is könnyebben erodálódnak, különösen akkor, ha szövetük homokos vagy vályog. A kedvezőtlen fizikai és ezen belül vízgazdálkodási sajátságaik következtében könnyen erodálódnak és a felszínre kerülve fehér foltokban jelentkeznek. Az erodálhatóságban mutatkozó különbség következményeként Herceghalom környékén találhatunk olyan esetet, amikor a lejtőn — mely viszonylag egyenletesnek mondható — két helyen is felszínre bukkan a talajképző kőzet. A magasabban fekvő világos folt a lösz felszínre kerülésének helye, míg a lejtő alsó szakaszán a pannon üledékek anyagát tárta fel az erózió.

A Mezőföld tájához tartozó dunaföldvári és paksi homokhátakon a defláció is fellép. A szél által előidézett talajpusztulás elsősorban az északnyugat felől érkező veszélyes szelek irányát követi.

Hasonló eróziós viszonyokat találunk a Duna—Tisza közén a gödöllői hát folytatásában, délkelet felé elnyúló löszterületen is. Erre a területre azonban az eróziós formák más aránya jellemző. A monori járásban pl. a viszonylag kevés erodált területen a közepes és főként az erős erózió az uralkodó, tehát hiányoznak a fokozatosság feltételét képező enyhébb eróziós fokozatok. A nem erodált talajok, dombhátak, platók nagy egységeit keskeny, erősen erodált oldalú völgyek szakítják meg. Mivel e területen a csernozjom talajok között több csernozjom- barna erdőtalaj fordul elő, melyek szelvényében a mélyebb szintek az eróziónak, a talajpusztulásnak legalább olyan mértékben ellenállnak, mint a felső szintek, az erózió enyhébb foko-

zatainak megjelenése nem kapcsolódik a talajpusztulás folyamatának gyorsulásával. Az Alföld harmadik területe — melyen a talajpusztulás jelensége fellép — a bácskai löszhát, valamint a Dráva-melléki sík, az Ormánsággal. Az erózió elsősorban mint felületi rétegerózió jelentkezik és az eróziós fokozatok között talajpusztulás legfeljebb a közepes mértéket éri el. Mindkét területen a csernozjom talajok az uralkodók, tehát a talajok kezdeti nagy ellenállása az erózió fejlődésével mindinkább veszít mértékéből és a talajpusztulás veszélye fokozatosan nő.

A talajpusztulás másik félesége, a defláció, nagy kiterjedésben okoz kárt és pusztítja a talajt az Alföldön. Elsősorban homokterületeken lép fel, mint a Duna—Tisza közi hátságon, a Nyírségben, a Hevesi homokháton, valamint a már említett dunaföldvári és paksi homokháton. A defláció eredményeként fellépő formakincs elsősorban a Nyírségben és a Duna—Tisza közi hátságon alakult ki. A szél által előidézett talajpusztulás ezeken a tájakon nagy területeket károsít a termesztett növények kifúvásával, részben pedig a homokveréssel. Pontos területi adataink a károk elterjedésére vonatkozóan nincsenek, de azt tapasztaltuk, hogy erős szél esetében még a csernozjom jellegű homokon is tetemes károk keletkeznek. Még fokozottabb mértékben jelentkeznek ezek a károk a gyengén humuszos és a futóhomok talajok esetében.

Hasonlóképpen deflációs károk lépnek fel az Alföld lápos területein is, mint a Rétközben, az Ecsedi-lápon és a Nagy- és Kis-Sárréten. A száraz láptalajokat megtámadó szél a felragadott és száraz állapotban könnyű morzsákból álló talajrészeket sokkal messzebb szállítja, mint a homokot és ezáltal nagyobb körzetben teremt egészségtelen feltételeket, mint a homokfúvás. Ugyanakkor kedvezőbb a talajpusztulás hatása a láptalajokon azért, mert a földre érkező talajszemcsék nem sebzik meg a növényi részeket, nem okoznak homokverést. Kártételük csak a növények eltemetésében jelentkezik, ami csak gyengén fejlett növényzet esetében okoz terméscsökkenést.

A harmadik féleség — melynek alakjában a talajpusztulás az Alföldön nagy kiterjedésben okoz kárt — a padkásodás. Ez elsősorban a szikes talajú tájakon, a Jászságban, a Közép-Tisza mentén, a Körös-vidéken lép fel. Itt a szikes területek felszínét bontja meg ez a mikroerózió forma, mely padkák és padkafenekek kialakításával nemcsak a felszínt tagolja, hanem a szikesedés megjelenését is befolyásolja. A padkásodás után visszamaradó padkafenekek általában erősebben szikesednek el, mint a terület néhány deciméterrel magasabban fekvő szintjei.

Összefoglalva az Alföld eróziós viszonyait, megállapíthatjuk, hogy a területi elterjedést illetően legnagyobb károkat a defláció okozza. Jelentős károkat okoz az eddig kevés figyelemre méltatott padkásodás, de nem elhanyagolható a felületi rétegerózió hatása sem.

A Kisalföld

A másik síkvidéki táj, a Kisalföld talajpusztulása, nagyrészt hasonló a fent említettekhez. A Bakony felé csatlakozó hullámos területen a víz által előidézett talajpusztulás lép fel és elsősorban a gyengén és közepesen erodált fokozatok alakjában jelenik meg. Egyes tanúhegyeken azonban a talajpusztulás az erős erózió fokozatáig fejlődött már és formája is átment a vízmosásos erózióba. A vízmosás térképen csak néhány, legalsó kategóriába tartozó négyzetet találunk, elsősorban a Bakonyból lefutó patakok vízmosásos oldalvölgyeinek területén, a Bakony hegylábi területein, melyeket lösz és homokos lösz borít, a felületi rétegerózió a gyakori pusztulási forma. Az erodált foltok elhelyezkedése azonban annyira mozaikszerű, hogy a területet csak durva átlagértékekkel jellemezhetjük. Nehezíti a talajpusztulási viszonyok értéke-

lését és ebből következően a talajvédelem módjának megtervezését, hogy a talajpusztulás több alakja egymás mellett jelentkezik. Gondolunk itt azokra a területekre, melyeken a homokos löszből képződött csernozjom talajokon mind a víz, mind a szél által előidézett talajpusztulás jelentős mértékben kifejlődött. Sok esetben míg a domb lejtőit az erózió pusztítja, a dombtetőn és a lejtő felső harmadában a szél hordja el a talajt. A nagytáj észak-északnyugat felé futó patakvölgyeiben, melyek a löszös képződményekkel fedett laza üledékekbe mélyen bevágódtak, igen rövid és meredek lejtők alakultak ki. Itt az erózió veszélye és a talajok erodálhatósága jelentősen megnő. Ettől eltekintve azonban, az uralkodó felületi rétegerózió — mint általában a csernozjom területeken — ugyancsak a csernozjom jellegből következően — fokozatosan gyorsuló.

Különleges helyzet alakult ki a talajpusztulást illetően a Marcal-medence táján. A táj déli, délkeleti peremén fekvő területein több helyen azt találjuk, hogy a néhány méterrel magasabban fekvő, valamikor összefüggő szintet képző idősebb térszíneken, illetve ezek maradványain mind a víz, mind a szél talajpusztító hatása jelentkezik. Mint az a pleisztocén jégzavaros jelenségek alapján megítélhető, a talajok az eljegesedések legalább egy hideg időszakát már átélték és ezért a nagyjából sík felszínben tundrazsákok és üstök, a lejtős területeken pedig talajfolyás jelei észlelhetők. Az idős talajképződés hatására a talajszelvények felső szintjei tetemes vastagságot érnek el és a kilúgozási szintek kolloidtartalmának nagy része a felhalmozódási szintbe vándorolt A Bakony felől lefutó folyók ezt a valamikor összefüggő térszint felszabdalták és az így kialakult formákon, különösen a visszamaradt peremeken lép fel a vízerózió, mely a kilúgozási szintet letarolva, a vöröses felhalmozódási szintet hozza a felszínre. Ugyanakkor a magasabb, sík részeken a homokos kilúgozási szintek anyaga könnyen válik a szél martalékává és itt deflációs károk lépnek fel.

A szél által előidézett talajpusztulás a Kisalföldön nemcsak az előbb említett csernozjom területeken észlelhető, hanem fellép a Győr-Tatai teraszvidék homokos területein, valamint a Hanság lápos talajain is. Ez utóbbi területen a szél kártétele szorosan összefügg a terület hasznosítási módjával. Míg az eredeti talajvízszint mellett és az ősi növénytakaró alatt a defláció veszélye elhanyagolható, feltörés után a kiszáradó, szerves anyagban gazdag, könnyű talajt felkapja a szél. Védekezni ezellen a veszélyes időszakokban biztosított kellő növényfedettség, a szélvédő fasorok és permetező öntözés segítségével lehet.

Az Alpokalja

Lényegesen eltérő a talajpusztulás jelensége az Alpokalja nagytáján. Az Alpok nyúlványain — a több csapadék ellenére — az erózió viszonylag kismértékű. A 800 mm-es évi csapadékösszeg mintegy másfélszeresen felülmúlja a Dunántúl dombos vidékein lehulló csapadék mennyiségét, a talajpusztulás mértéke pedig nem haladja meg, sőt sok esetben kisebb, mint az előbb említett löszterületeken. Ez végeredményben három tényezőre vezethető vissza. Egyrészt a csapadék évi összege jóval nagyobb ugyan az országos átlagnál, de eloszlása sokkal kedvezőbb. Kevesebb a heves zápor és kevesebb az ún. eróziós napok száma, vagyis amikor a csapadék a 20 mm-t meghaladja. Második tényezőként a talajtulajdonságokat kell tekinteni. A talajok, melyek a barna erdőtalajok különböző típusaihoz tartoznak, de túlnyomórészt a pszeudoglejes barna erdőtalajok alakjában találhatók, fékezik az eróziós folyamatok kifejlődését. A pszeudoglejes barna erdőtalajok kilúgozási szintjei ugyan kevéssé állnak ellen a víz pusztító hatásának és a felületi lefolyás is hamar jelentkezik — mert a felhalmozódási szint vízáteresztőképessége jekentősen gyengébb a feltalajénál—,

mégis a talajpusztulás folyamata fokozatosan lassul. A kilúgozási szint lepusztulása után az átmeneti, majd a felhalmozódási szint kerül felszínre és ekkor a talajok ellenállása a talajpusztulással szemben mind nagyobb lesz. A talajképző kőzet pedig még a felhalmozódási szintnél is ellenállóbb, mert rendszerint agyagos, vagy agyagos vályog negyedkori üledék, vagy erősen agyagosodott lösz.

Harmadik tényezőként az emberi tevékenységet kell kiemelnünk. Ezen a tájon ugyanis általános gyakorlattá lett a talajpusztulás folyamatához alkalmazkodó talajművelés, a szintvonalas művelés, a bakhátas szántás és a gyepes vízlevezetők alkalmazása. Míg a szintvonalas szántás a szőrös mezsgyék kialakulásához vezet és ezen keresztül a lejtők tagolását, a művelés alatt álló részek lejtési szögének mérséklődését, a gyepes rézsük szűrő hatását vonja maga után, a bakhátas szántás — abban az esetben, ha a bakhátakat vízszintesen vagy közel vízszintesen alakítják ki — tulajdonképpen kisebb mértékű sáncolással egyenértékű és a vízfelesleget a művelt területekről elvezeti. Amennyiben a fölös vizet a területről gyepes vízlevezetőkben vagy a gyepesedett dűlőutakra kicsapva vezetik el, az talajpusztulást nem okoz. Végeredményben tehát egyrészt a talajművelés jellegzetessége, másrészt az éghajlat kedvező alakulása, mely a gyepesedést vonja maga után, az erózió csökkenését eredményezi. Az eróziós formák között elsősorban a felületi rétegerózió az uralkodó és csak kevés a vízmosás. Az eróziós fokozatok a közepesen és az erősen erodált kategóriába tartoznak. Az erózió dinamikáját tekintve, az erodáltság mértékével csökken az eróziós veszély, elsősorban azokon a területeken, ahol a talajképző kőzet, valamint az ez alatt fekvő ágyazati kőzet agyag vagy agyagosodott lösz. Vannak azonban olyan területek, ahol a felszín néhány méteres agyagos vályog borítása alatt homokos üledéket találunk. Itt a talajpusztulás erősebb kialakulásával jelentős vízmosásképződés is társul, mert az agyagos takaró lepusztulása után az erózió hirtelen mély vízmosásokat váj ki.

A csapadékos éghajlat és az egyenletes csapadékeloszlás hatására jelentkezik a rejtett erózió is, mely a mikroszoliflukció hatására lép fel. Elsősorban a pszeudoglejes barna erdőtalajok biztosítják a talajpusztulás rejtett formájának kedvező feltételeit. A kilúgozási és a felhalmozódási szintek vízáteresztő- és víztartóképessége között fenálló különbség hatására a felszín már viszonylag kisebb intenzitású és állandó csapadék esetében is túltelítődik. A pépes talajfelszín ilyenkor az erózióbázis felé mozdul el. Ennek a jelenségnek — miután látható nyoma nem marad — csak a több évtizedes összesített hatását észleljük a lejtők átalakulásának, a völgyek feltöltődésének alakjában.

A régi folyóteraszok kavicshátain — mint a Kemenes és a Cser területén — nagyrészt a teraszok peremén lép fel az erózió. A talajpusztulás ilyenformán sávok alakjában jelentkezik, különösen ott, ahol a kavicstakaró alól homokos üledékek kerülnek felszínre. Ezeken a területeken az erózió veszélye nagy, mert a homokos talajféleségek a talajpusztulásnak csak kismértékben állnak ellen.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy az Alpokalja nagytáján a talajpusztulás elsősorban a vízerózió alakjában jelentkezik. Az eróziós formák a táj természeti viszonyainak alakulása következtében a felületi rétegerózió túlsúlyával jellemezhetők. Az eróziós fokozatok tekintetében a talajpusztulás közepesen erodált területeket hoz létre. Az eróziós károk előreláthatóa alakulása a gyengén erodált felszíneken kisebb mértékű, időleges gyorsuláshoz vezet, míg később ez a folyamat kisebb sebességűvé alakul, ugyanúgy, mint ahogy a közepesen erodált területeken már ma is fékezett.

A Dunántúli dombság

Területén, a délnyugat felől érkező heves nyári záporok átvonulási útján, különösen nagy a talajpusztulás veszélye, amit még fokoz a könnyen erodálható talajképző kőzet, a lösz jelenléte is. Ezért már viszonylag enyhe lejtők esetében is jelentős mértékű eróziót észlelhetünk. A zalai dombság területén a meridionális völgyek között fekvő löszhátakon, a völgyeket kísérő lejtők sok esetben a talajképző kőzetekig lepusztultak. Az eróziós formák között a felületi rétegerózió az uralkodó, azonban a talajpusztulás fokozatának erősödése mértékében mind nagyobb károkat okoz a barázdás, sőt a vízmosásos erózió is. Az eróziós fokozatok egymáshoz viszonyított aránya kiegyenlített és egy-egy területen mintegy $^1/_3$—$^1/_3$ arányban fordul elő. Az eróziós oldalvölgyekben, különösen a mai erdőterületeken, már jelentős mennyiségben találunk vízmosásokat is, melyek egy része ma is élő.

Belső Somogy területén a dombvidék löszös, homokos talajai között megkülönböztetjük a Balatont kísérő fiatal homokterületet, mely mélyen kiterjed dél felé. Ezen a homokterületen a homokon kialakult barnaföldeken, vagyis rozsdabarna erdőtalajokon ritkább és kisebb mértékű az erózió, mint az idősebb homokfelszíneken vagy a löszhátak maradványain. A somogyi homokhátnak nevezett, idősebb homokterület a talajpusztulás mindkét formája által károsított. A kiemelkedő homokhátak peremén a vízerózió is jelentkezik és ugyanakkor jelentős károkat okoz a defláció is. Még fokozottabb a szél által előidézett talajpusztulás veszélye a táj két lápterületén, a Kis-Balaton, valamint a Nagyberek tőzeges talajain. A magasabban fekvő löszhátak, mint pl. a Marcali hát, egész más képet mutatnak. A nagyobb reliefenergia hatására a vonalas erózió nagyobb területen lép fel és ennek következtében az eróziós fokozatok között is nagyobb területen találunk erősen és közepesen erodált területeket, mint a nyugatabbra fekvő tájakon. A terület déli részének tagolt felszíne az erózió mértékét jelentősen fokozza és ezzel párhuzamosan nő a további talajpusztulás veszélye is. A lepusztult talajrétegek helyén felszínre került lösz és homokos lösz az eróziónak csak igen kevéssé áll ellen és a lösztájak domborzata is nehezen egyenlítődik ki az erózió hatására a lösz különleges tulajdonságai, állékonysága következtében.

Külső Somogy dombvidékén — mely a Kapos és a Koppány völgyek által osztott — az aszimmetrikus keresztmetszetű völgyek hatására, a talajpusztulás a völgyek déli oldalán igen erős fokozatában jelentkezik és a formák között is jelentős szerephez jut a vízmosásos erózió, míg az északi, enyhén lejtős völgyoldalakon az uralkodó forma a rétegerózió, és nagyobb mértékű talajpusztulás csak az északról betorkolló patakvölgyekben és száraz völgyekben fordul elő, viszonylag keskeny sávban kísérve a völgyoldalakat. A tájra általában jellemző, hogy az eróziós fokozatok között a közepes erózió az uralkodó.

A tolnai—baranyai dombságon a talajpusztulás még fokozódik. Zselic területén a löszön és agyagkőzeten kialakult talajokon erős a talajpusztulás, mert nagy a reliefenergia és a lejtők meredekek. A zalai és a somogyi dombság területeihez viszonyítva itt kevés a plató, a dombok általában bogárhátúak. Az erózió formái között gyakori a vízmosás, elsősorban erdőkben és szőlők között. Az eróziós fokozatok megoszlása mégis azt mutatja, hogy közel egyforma arányban fordulnak elő. Ennek magyarázata, hogy a talajok erodálhatósága nem minden esetben növekszik a talajpusztulás mértékével. Agyagos területeken ugyanis a talajok pusztulása után felszínre kerülő talajképző kőzet erodálhatósága nem sokban különbözik a rajta kialakult erdőtalajok felhalmozódási szintjének ellenállóképességétől.

A táj másik két kistájában, a Szekszárdi rög és a Völgység területén a talajképző

kőzet lösz. Ennek megfelelően, amint a talajpusztulási fokozatok erősödnek, úgy jut mind nagyobb szerephez a barázdás, valamint a vízmosásos erózió. Vannak a tájnak részletei, melyekben a felszín közel minden részén megtaláljuk a talajpusztulás nyomait és ezeken a területeken az eróziós fokozatok között a gyenge és a közepes kategóriába csak a terület kis hányada tartozik, míg a többség erősen erodált. A terület erodálhatósága egyenes arányban áll az erózió mértékével. Az erős erózió hatására felszínre kerülő lösz könnyen pusztul.

Kivételt képeznek azok az esetek, amikor a löszben fennmaradt ásatag talajszintek kerülnek a felszínre, mert ezek a talajpusztulás mértékét jelentősen csökkentik. A pleisztocén kori ásatag erdőtalajok agyagosabb és vízálló szerkezetű szintjei, amint a felszínre kerülnek, megfékezik a talajpusztulást. Ugyanakkor az alattuk levő lösz nagyobb mértékben pusztul, mert a lejtőről érkező és ott pusztulást nem okozó felületi lefolyás a kevéssé ellenálló löszbe erősen belemar. A lejtők alakulása ennek következtében nem törvényszerű, hanem a talajszintek kiékelődése helyén törések képződnek.

Megtévesztőleg hat az ásatag talajszintek felszínre kerülése a talajpusztulás fokozatának megítélésekor is. Az erősen lepusztult lejtőkre tekintve, az általános világos felszín között sötétebb, vöröses foltokat láthatunk. Míg a világos foltok a talajképző kőzetig pusztult területeket jelzik, a sötétebb, vöröses területeken a felszínre került ősi talajok színét látjuk. Mivel ez utóbbi hasonlít a jelenkori erdőtalajok felhalmozódási szintjének színéhez, azzal könnyen összetéveszthető. Az eróziós fokozat megállapításánál tehát vigyázni kell arra, hogy ezeket az erősen erodált területeket ne minősítsük tévesen közepesen vagy gyengén erodáltaknak.

A Baranyai-szigethegység területén a talajpusztulás mértéke és megjelenési formája jelentősen függ a talajképző kőzet minőségétől. Ha lösz vagy löszszerű vályog van a felszínen — és ezen képződtek a talajok —, akkor az erózió uralkodó formája a felületi rétegerózió, melyet a barázdás és a vízmosásos erózió csak kisebb arányban kísér. Abban az esetben viszont, ha a talajpusztulás idősebb, agyagosabb üledékekből álló felszínt sújt, több a vízmosás és az árkos erózió. Az erősen tagolt felszín következményeként a talajpusztulás elterjedése mind a Mecsek, mind a Villányi-hegység területén jelentős. Ugyanakkor a környező dombvidékeken a talajpusztulás mértéke jóval kisebb.

Összefoglalva a Dunántúli-dombság talajpusztulási viszonyait, megállapíthatjuk, hogy a vízerózió a terület tagoltságának következményeként elsősorban a Kelet-Nyugat irányú völgyek, valamint az ezekre merőleges, közel Észak-Dél irányú vízfolyások mentén alakult ki. A völgyek rövid és meredek lejtői erősen erodáltak, míg a dombhátak hosszú, lankás részein a talajpusztulás csak kisebb mértékben jelentkezik. A defláció a táj homokos és lápos területein pusztít, mely folyamatok erőssége homokterületeken a növénytakaró zártságától függ, míg lápterületeken a talajvíz elhelyezkedése befolyásolja.

A Dunántúli Középhegység

Nagytájában, a változatos földtani felépítés következtében, a talajpusztulás még gyakoribb és az eróziós viszonyok is igen változatosak. A nagy reliefenergia, a meredek lejtők, a terület erős tagoltsága és a több csapadék hatására jelentősen nagyobb a felületi lefolyás, mint a dombvidéki tájakon és a felületen lefolyó víz energiája nagyobb. A talajpusztulás térképén látható, hogy az egész nagytáj túlnyomórészt erősen erodált. Ugyancsak gyakoriak a vízmosások is. Az általános képen belül azonban az egyes tájak között különbség látható.

A Bakony táján a talajpusztulás különösen a dolomit területeken szembeötlő. Ezekben a körzetekben a rendzina talajtakaró csak foltokban maradt fenn és anyagát az erózió a kimagasodó dolomit gerincek és hátak közötti kis katlanokba mosta össze. Ezekben a körzetekben a talajpusztulás különösen akkor vált nagymérvűvé, amikor az ősi növénytakarót, az erdőt, letarolták és helyét erősen legeltették. E területen váltakoznak a dolomitos foltok a bauxitos és agyagos területekkel, melyek között lényeges különbség van erodálhatóság tekintetében. Ha a zárt füves takarót megbolygatják, a rendzinák területén az erózió veszélye nagy, mert a talajok befogadóképessége kicsi, a talajmorzsák pedig könnyűek és aprók. A bauxitos és agyagos területeken a talajok jobban ellenállnak a talajpusztulásnak, ezért még viszonylag meredek lejtőkön is csak közepes fokozatot érnek el. Az eróziós fokozatok között a Bakonyban az erős erózió az uralkodó. A formákat illetően a felületi rétegerózió mellett nagyszámú vízmosás látható, különösen a Devecser és Zirc közötti területen. A Bakony tájába tartozó medencékben sok a lápos terület. Ezek tőzeges és kotús talajain szántóföldi művelés esetén jelentős károkat okoz a defláció.

A Bakony északi nyúlványain, ahol mind nagyobb területen találhatunk löszös és homokos talajképző kőzetet, a talajpusztulás mértéke csökken és az eróziós formák között is a felületi rétegerózió található nagyobb kiterjedésben.

A Vértes tájában nagyjából megismétlődnek azok a jelenségek, melyek a Bakony területén láthatók. A táj legmagasabb részén, az erősen lepusztult dolomit területeken, majd az ezt körülvevő pannon homokon és egyéb üledékeken szintén erősen erodált talajok vannak, míg a hegylábi területeken és a csatlakozó halomvidéken, a lösszel borított dombokon, a talajpusztulás a felületi rétegerózió foltjainak alakjában látható. A hegység északi előterében, a homokos lösz talajképző kőzeten kialakult csernozjomokon, gyakran a talajpusztulásnak több formája is megfigyelhető. Míg a lejtőkön az inflexiós sávban a felületi rétegerózió közepesen és erősen erodált fokozatai jelennek meg fehér foltok alakjában, a dombok teteje defláció hatására veszti el humuszrétegét. A löszterület sajátosságainak megfelelően az eróziós formák között megtalálhatók a rövid vízmosások is. A Mór környéki homokterületeken a talajpusztulás formái között a defláció is jelentős károkat okoz.

A nagytáj további részében, a Gerecse, a Budai-, a Pilisi-hegység, valamint a Visegrádi-hegység területén, a talajpusztulás ismét nagyobb szerephez jut. A mészkő és dolomit területeken a talajpusztulás már a tömör talajképző kőzetig lepusztította a felszínt és itt a kopárosodás nagy területekre jellemző. Az eróziós fokozatok között csak kevés a gyengén erodált terület, míg a közepes és erős erózió nagyjából 1:1 arányban vesz részt a talajpusztulásban. Az eróziós formák között, különösen a terület délkeleti részén, gyakori a vízmosás. Az andezit vulkánosság vidékén a különösen meredek lejtők és a nagy reliefenergia következményeként erős a talajpusztulás, annak ellenére, hogy az andezit tufán és az ebből keletkezett málladékon — a nyirokon — képződött talajok jobban ellenállnak a talajpusztulásnak, mint más kőzetek talajai. A hegyek között elterülő, többnyire lösszel kitöltött medencékben a talajpusztulás kevesebb kárt okoz és megjelenési formája is nagyrészt a felületi rétegerózió.

A tájban található kisebb homokterületeken, mint Vértesacsa környékén, a defláció is előfordul.

Az Északi Középhegység

A terület geológiai felépítése következtében a talajpusztulás alapvetően más formákban jelentkezik, mint a Dunántúli Középhegységben. Ennek oka egyrészt a vulkáni kőzetek hatásában, másrészt a nagyobb reliefenergiában keresendő.

A Börzsöny területén mind a domborzat, mind az éghajlat az erőteljes talajpusztulást indokolná, mégis az andezit vulkánosság hatására képződött, kötött és vízálló szerkezetű talajok átlagosan közepes eróziót mutatnak és a talajpusztulás formái között is a felületi rétegerózió a gyakoribb, összehasonlítva a dunántúli hasonló területekkel. Az eróziós fokozatok közel egyforma arányban találhatók az erodált területeken, a vízmosások mennyisége pedig a nagy reliefenergiához viszonyítva közepes. Meg kell jegyeznünk azonban, hogy sokkal nagyobb szerepet tölt be a barázdás erózió, mint az a felületi rétegerózió, valamint a vízmosásos talajpusztulás gyakoriságából várható lenne. Azt tapasztaljuk, hogy nagyobb záporok esetén — melyek e területeken nem ritkák — a talajpusztulás rövid idő alatt csap át a barázdás erózió formájába.

A felszín erodálhatósága nem követi az erózió mértékét, mert a talajok és a talajképző kőzet erodálhatósága közt nincs nagy különbség. Különösen áll ez az agyagos üledékeken vagy nyirokon kialakult talajokra. Ez utóbbi esetekben a felszínen sok víz futhat le anélkül, hogy a talajban komolyabb kárt tenne. Ha azonban a talajképző kőzet lösz vagy löszszerű üledék, akkor a tájra jellemző barna erdőtalajokon az erózió mértékével párhuzamosan rohamosan romlik a talajok ellenállóképessége.

A Cserhát és a Gödöllői-dombság táján, az északi körzetekben, a Börzsönyhöz hasonló feltételek uralkodnak.

Lényegesen mások azonban a táj déli részén, a Gödöllői-dombságon a talajpusztulás feltételei. Mennél délebbre haladunk, annál inkább fordulnak elő szélsőséges jelenségek, éspedig abban az értelemben, hogy a viszonylag sík és nem erodált platók vagy széles dombhátak testébe, az északkelet-délnyugat irányú fővölgyekből, eróziós mellékvölgyek, vízmosások vágódnak be. Ezek igen meredek lejtőkkel határoltak, a vízmosások feje sokszor ma is eleven, a lejtőkön pedig a talajpusztulás a talajképző kőzetet hozta a felszínre. Hiányzik tehát a fokozatosság, a széles hátak nem erodált és a bevágódott völgyek erősen erodált foltjai között. Ennek következménye, hogy az eróziós fokozatokat feltüntető térképen a viszonylag kis elterjedésben jelentkező talajpusztulás szinte kizárólag a legerősebb fokozatokból áll. A gödöllői hát Rákospataktól délre eső részén hasonlóképpen sok a közepes és az erős erózió, a terület erősen szabdalt, a lejtők rövidek és meredekek. Befolyásolja a talajpusztulást a löszben található eltemetett talajrétegek felszínre bukkanása is, mely itt is ugyanúgy, mint más löszterületeken, a felszín formáinak változatosságát és formagazdagságát vonja maga után.

A Mátra területén viszonylag kevés a szántó, de ezeken, valamint a hegylábakra felhúzódó szőlőkben a talajpusztulás igen tarka formában jelentkezik. A lejtőlöszön és az andezit málladékkal keveredett löszön kialakult talajok nem kedveznek az eróziónak. Mind a nyugati, mind a déli peremeken, a felszínen levő talajok nagy része a jégkorszakok közötti melegebb és nedvesebb időszakokban keletkezett. Ezeket az ősi talajokat azonban nem borította el újabb löszréteg, hanem keletkezésük óta folyamatosan fejlődtek mai állapotukig. Ezt tanúsítják a kerecsendi, atkári, valamint a Zagyva-völgyi feltárások, melyekben jól látható, hogy a mélyreható talajfagy, valamint az állandó fagyott talaj és az időszakos felengedés határán jégzavaros jelenségek képződtek. Ezek a maradvány-talajok különösen jó vízálló szerkezetet mutatnak és ezért rajtuk még nagyobb csapadék esetében sem lép fel talaj-

pusztulás, jóllehet jelentős felületi lefolyó víz keletkezik. Általános törvényszerűségként kell még megállapítani, hogy a lejtőkön lefolyó víz által szállított hordalék mennyisége más a löszterületeken és más a nyirok vagy agyag által borított felszíneken. A nyirok és a nyirokkal kevert lösz talaja jó víznyelő és ha keletkezik is lefolyás, az aránylag kevés szilárd részt szállít. A löszön — melyből hiányzik a vulkáni anyag — már kisebb eső is felületi lefolyást idéz elő. És különösen sok talajt szállít a víz a völgyekbe a leromlott szerkezetű szántókról.

A Bükk hegység geológiai felépítése következtében erősen tagolt. A fennsík mészkő területe hirtelen magasodik ki és ezért, különösen a déli peremén, meredek lejtők határolják. Az erdőkkel borított mészkő gerinceket és oldalakat csak vékony talajtakaró borítja és ennek nagy része is erodált. Az erdőkben mély völgyek és vízmosások húzódnak. Az agyagpalák területén általában a felületi rétegerózió az uralkodó, de itt is nagymértékű a talajpusztulás. Az előhegységek riolitos, valamint harmadkori üledékekből felépült talajain a talajpusztulás a talajok vízgazdálkodásától függ. Ott, ahol a talajok víznyelő képessége jelentős, a talajpusztulás veszélye is csökken. A rossz vízgazdálkodású talajokon viszont igen erős felületi rétegerózió, barázdás és vízmosásos erózió lép fel. Az egyes eróziós fokozatok között a közepes erózió a gyakori. A talajpusztulás formáit vizsgálva pedig megállapítható, hogy a hegység déli lejtőin viszonylag sok a vízmosás. Gyengén erodált területek csak a hegységet kísérő és így a táj peremét alkotó keleti és déli szegélyeken találhatók. Az itt fekvő csernozjomok és csernozjom-barna erdőtalajok legfeljebb gyengén erodáltak és közöttük a felületi rétegerózió az uralkodó.

A Nógrádi medence löszös és lösszerű üledékein a talajpusztulás viszonylag kisebb kárt okoz, mint az a domborzati viszonyokból várható lenne. A barna erdőtalajok különböző típusaihoz tartozó talajok ellenállóképessége jó és ezért a szélesebb dombhátakon vagy a medence hullámos részein talajpusztulás alig található. Annál nagyobb azonban az erózió kártétele a patakvölgyeket szegélyező meredek lejtőkön. Ezeken a talajképző kőzetig erodált területeken, melyeken ma sokszor még szőlőket vagy már csak gyér erdőket találunk, a legerősebben fejlett eróziós fokozatok és formák halmozódnak. Hasonló a helyzet a múltban legelőként használt és agyonlegeltetett, kevésbé meredek lejtőkön. A legeltetés és a túllegeltetés hatására kialakult sűrű vízmosás-hálózat az erdősítés után sem szűnt meg tovább fejlődni. Az erdőket ugyanis rendszerint tovább járatták az állatokkal, melyek az alomtakarót megbontották, a cserjeszintet ritkították, a talaj felszínét pedig tömötté tették. A vízmosások mélyülése az erdő alatt is tovább tartott és sok esetben még ma is tart. A vízmosások falai suvadások, rogyások következtében beomlottak, ezáltal maga a vízmosás szélesebbé lett.

Külön kell foglalkoznunk az Ipoly-völgyet kísérő homokterület deflációs viszonyaival, melyen az észak, északnyugat felől érkező szél jelentős járokat okoz. Fokozza ezt még, hogy e homokterületeken általában kényesebb és igényesebb növényeket termesztenek: mint dohányt és zöldségfélét, melyek a homokverést és a kifúvást fokozottan megsínylik. Az eróziós fokozatok közel egyforma arányban fordulnak elő, ami arra mutat, hogy az erózió fejlődésével a talajpusztulási formák egymásutánja fokozatosan jelenik meg.

A Karancs-Medves tája, valamint a hozzá csatlakozó Borsodi-medence, hazánk azon területei közé tartozik, melyeken a talajpusztulás veszélye a legnagyobb. A nagyrészt harmadkori üledékeken képződött talajoknak már csak romjait találjuk. A dombos és hullámos területen mind a felületi rétegerózió, mind a barázdás és vízmosásos erózió súlyos károkat okoz. Az eróziós fokozatok között igen sok az erősen erodált terület. Magyarázható ez azzal, hogy a talajképző kőzet és a rajtuk

kialakult talajok szerkezeti és vízgazdálkodási tulajdonságaiból következően a talajpusztulás mértékével rohamosan nő a talajok erodálhatósága, vagyis a folyamat gyorsulásának veszélye.

Az Aggteleki-karszt táján a talajpusztulás folyamata a terület kőzettani felépítése következtében igen erőteljes. A mészkövek karsztosodása, a karszt-területek lepusztulása nagyrészt ugyan már nem jelenkori folyamat, hanem a múltból átöröklött jelenség, de a talajpusztulás itt ma is tovább hat. A karszt-vidéken képződött fiatal talajok ma is vékonyodnak, a kopár területek a felületi vizek nagy tömegét zúdítják az alattuk fekvő üledékes kőzeteken kialakult talajokra és ezért azokon a talajpusztulást fokozzák. Ott, ahol a felszínen agyagos kőzetek maradtak meg, a talajpusztulás uralkodó formája a barázdás, valamint a vízmosásos erózió. A felületi rétegerózió ehhez arányítva viszonylag kisebb területet sújt. Az eróziós fokozatok túlnyomórészt a közepes, kisebb részben pedig az erős kategóriába tartoznak. Az erdős területeket vízmosások szabdalják és ezek nagy része tovább folytatódik az erdőn kívül is.

A Cserhát tája általában közepesen erodált és az eróziós fokozatok között csak elenyészően kevés az erősen, valamint a gyengén erodált terület. A táj — a talajpusztulás szempontjából — két részre osztható, nagyjából a Homrogd—Forró vonal mentén. Az ettől északra fekvő területen a talajpusztulási formák között az árkos és vízmosásos erózió szerepe lép előtérbe, míg a délre fekvő területeken a felületi rétegerózió játszik nagyobb szerepet. A talajok erodálhatósága különböző az előbb említett két területen. Míg az északin a talajpusztulás veszélye nem nő arányosan a talajpusztulási fokozatok fejlődésével, a déli részen a pusztulás veszélye egyenesen arányos, sőt rohamosan nő az erózió mértékével. Vonatkozik ez elsősorban a felületi rétegerózió megjelenésére. Ott azonban, ahol az erózió a barázdás, sőt a vízmosásos formában jelenik meg, a már kialakult vízmosás rendszer a további talajpusztulás előfeltételét képezi. Ennek a kettősségnek magyarázata részben a talajképző kőzetben, részben a talajkialakulás jellegében keresendő. A táj északi részén a talajképző kőzet nagyrészt harmadkori agyagos üledék — melyet helyenként kavicsos területek szakítanak meg —, és a fenti üledékeken kialakult talajok, a barna erdőtalajok agyagbemosódásos, ritkábban pedig barnaföld típusába tartoznak. A déli részen a lösz talajképző kőzeten a kevés barnaföld mellett csernozjom és csernozjom-barna erdőtalajokat találunk nagy kiterjedésben. Ebből származik az a különbség, mely a talajok szerkezetében, szerkezeti vízállóságában jelentkezik és amely az északi részen a barázdás és vízmosásos erózió, a déli részen pedig a felületi rétegerózió megjelenésének kedvez.

A Zempléni-hegység táján nehéz egységes képet alkotni a talajpusztulásról. A táj déli részén, a Tisza és a Hernád közé ékelődő, löszön kialakult csernozjomokkal és csernozjom-barna erdőtalajokkal borított hátakon a talajpusztulás jelentősége kicsi. A nagyrészt felületi rétegerózió alakjában jelentkező talajpusztulás csak a gyengén fejlett völgyhálózat oldalait érinti. Amint azonban a hegység északi és keleti peremére tekintünk, ahol a löszt a nyirok váltja fel, a talajpusztulás mértéke rohamosan nő. A hosszú idő óta szőlőkultúra alatt álló terület pusztulása jelentős. Az eróziós formák között a felszíni rétegerózió és a barázdás erózió van túlsúlyban, míg a fokozatok a közepes és erős eróziót mutatják. Változik a kép a hegység belső területein, ahol a meredek lejtők, kőzettani felépítésük szerint, igen különböző képét mutatják a talajpusztulásnak. A múltban nagyrészt felváltva legelőként és szántóterületként hasznosított földeken különösen a barázdás és a vízmosásos erózió nagy elterjedése szembeötlő. Ezekhez viszonyítva a felületi rétegerózió szinte elhanyagolható. E belső területeken a nagyobb reliefenergia, a sok csapadék következménye-

ként, az eróziós fokozatok között túlteng az erős talajpusztulás. A táj északkeleti hullámosabb területein a talajpusztulás ismét a felületi rétegerózió alakjában jelenik meg, azonban ebben a körzetben a talajpusztulás sok hasonlóságot mutat a göcseji viszonyokhoz. Az ugyancsak agyagbemosódásos és pszeudoglejes barna erdőtalajokon viszonylag kevés a vízmosás, de a talajok kedvezőtlen vízgazdálkodásának hatására jelentős területeken lép fel a gyenge, vagy közepes felületi rétegerózió.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy az Északi Középhegység területén a talajpusztulási viszonyokat elsősorban a kőzetviszonyok befolyásolják. A nagytájon, melyen egyben hazánk legnagyobb reliefenergiát mutató területei találhatók, mind a lejtő-, mind a csapadékviszonyok jelentős mértékben siettetik az eróziót. Ezért a talajpusztulás folyamatai előrehaladottak és az eróziós fokozatok csak ott enyhébbek, ahol a kőzet, ill. a belőle képződött talaj ellenállóképessége jelentősen nagyobb az átlagos talajokénál. Vonatkozik ez elsősorban a vulkáni területek közelében található vidékekre, melyeken a mállásból származó montmorillonitos, agyagos kötőanyag vízálló talajszerkezetet alakít ki.

V. A talajpusztulási folyamatok várható fejlődése

Míg az eddigiekben a talajpusztulás folyamataira, formáira és fokozataira vonatkozó adatainkat foglaltuk össze, ismertetve azok tulajdonságait és elterjedését, a továbbiakban megkíséreljük az erózió és a defláció várható alakulását vázolni. Tesszük ezt annak érdekében, hogy a talajvédelem tervezése esetén elsőbbségben részesíthessük azokat a területeket, melyeken a talajpusztulás várható fejlődésének üteme különösen veszélyes.

A tájak talajpusztulási viszonyainak ismertetésénél már rámutattunk egyes esetekben arra, hogy a talaj- és a kőzetviszonyok sok esetben megszabják az erózió és a defláció folyamatának fejlődését. Utaltunk arra is, hogy az eróziós fokozatok egymásutánja — a különböző feltételek között — másként hat a talajpusztulási folyamatok kifejlődésének sebességére. A továbbiakban megkíséreljük tapasztalataink alapján ez összefüggések magyarázatát és az okok feltárását.

A talajpusztulás alakulása csernozjomokon

Csernozjom talajokon — elsősorban akkor, ha azok löszön vagy homokos löszön képződtek — a talajpusztulás, az erózió lassan indul meg. Amint azonban elérte a gyengén erodált fokozatot — tehát a talajszelvény legértékesebb és legjobb szerkezetű, egyenletesen humuszos szintjei lepusztultak —, az erózió sebessége nő. Ez azt jelenti, hogy ugyanazon lejtési viszonyok és ugyanazon csapadék esetén is több talaj pusztul le a területről, mint a nem erodált részeken. Ahogy pedig a talaj közepesen erodálttá válik, azaz felszínre a kevesebb humuszt tartalmazó, kevésbé vízálló szerkezetű réteg kerül, még gyorsabb lesz a talajpusztulás, még több talajt hord le a víz a lejtőről. Ha ehhez a vízgazdálkodásbani leromláshoz hozzászámítjuk azt is, hogy a talajpusztulás folyamatának előrehaladásával a lejtő is változik, kezdetben meredekebbé válik, érthető lesz, hogy a közepesen erodált talaj még kevésbé áll ellen az eróziónak. A talajpusztulás folyamatának legnagyobb sebességét a talajképző kőzeten, a löszön éri el. A nem erodált csernozjomtól a felszínre került löszig, vagyis az erősen erodált területekig, a felületi rétegerózió fejlődésének sebessége fokozatosan gyorsul, a talajpusztulás veszélye állandóan nő. Magyarázatul

szolgál erre a csernozjom talajok mélységgel fokozatosan csökkenő humusztartalma, agyagosodása és ezek következményeként a szerkezet vízállóságának, valamint a vízgazdálkodásnak romlása.

A talajpusztulás alakulása barna erdőtalajokon

Ha ugyanazon a talajképző kőzeten — azaz löszön — az erdőtalajképződés is érezteti hatását és így csernozjom-barna erdőtalajok vagy barnaföldek képződnek, a folyamat alakulása más ütemet követ. A kezdeti ellenállás még megmarad, mert a humuszos szintek ellenállóképessége a csernozjomokéhoz hasonló. Amint azonban ezeket a talajpusztulás eltávolította, a folyamat sebessége csökken. Ennek oka, hogy a felszínre az agyagos, vízálló szerkezetű és ezért ellenálló felhalmozódási szintek kerülnek, melyek az eróziót lefékezik. Ezeknél a talajtípusoknál tehát a gyengén és közepesen erodált fokozatok talajai nem gyorsítják fel a talajpusztulást. Ahogy azonban a felületi rétegerózió a talajszinteket elhordta, vagyis a talajképző kőzet, a lösz kerül a felszínre, a pusztulás rohamosan felgyorsul.

Gyakran találunk a löszön agyagbemosódásos barna erdőtalajokat, melyek a felületi rétegerózió hatására többé-kevésbé lepusztultak. Ennél a talajtípusnál azt találjuk, hogy a kilúgzási szint könnyen válik a talajpusztulás martalékává, mert a kolloidokban szegény feltalaj szerkezete rossz, kevés szerves anyagot és agyagot tartalmaz. A gyors kezdeti erózió azonban hamarosan megfékeződik, amint a felszínre a felhalmozódási szint anyaga kerül.

A vasas ásványi kolloidokkal összeragasztott szerkezeti elemek eróziós ellenállása jóval nagyobb, mint a szerves anyaggal kötött morzsáké. Mind a csepperózió, mind a felületi rétegerózió hatásának erősen ellenállnak. A morzsákon belüli pórustér kisebb ugyan az erdőtalajok morzsáiban, mint a csernozjomokéban, de ezek a pórusviszonyok az erodálhatóság szempontjából kedvezőbbek. Sokkal nehezebben robbannak szét a talajmorzsák, kevésbé áznak el vízben, tömörebbek, ezért nagyobb a térfogatsúlyuk és vízben nehezebben szállíthatók. Másik kedvező tulajdonsága az erdőtalajok felhalmozódási szintjében kialakult talajszerkezetnek, hogy mechanikai eszközökkel könnyebben állítható helyre, mint a csernozjom talajok morzsái, mely utóbbiak csak biológiai hatásokkal regenerálhatók.

Az erőteljesen fejlett agyagbemosódásos barna erdőtalajok felhalmozódási szintje gyakran két részre osztható. A felső rész több agyagot tartalmaz, szerkezetessége jobb, és ennek következményeként kevésbé erodálódik. A felhalmozódási szint alsó fele, mely több agyagot tartalmaz ugyan a talajképző kőzetnél, kevésbé jó szerkezetet mutat, mint a felette levő szint. Ezért a felhalmozódási szint eróziója sem egyenletesen halad előre, hanem aszerint, hogy a talajpusztulás hatására a felszínen a felhalmozódási szint felső vagy alsó része található, az erózió folyamata is kevésbé, ill. jobban fejlődik.

Amint a talajpusztulás a talajszinteket, tehát a felhalmozódási szint maradványait is elhordta és a pusztulás a talajképző kőzet — adott esetben a lösz — anyagát károsítja, az erózió üteme hirtelen felgyorsul és ugyanolyan kártételek jelentkeznek, mint a csernozjom területeken. Sok esetben a talajpusztulás még jelentősebb is, mert míg a csernozjom területeken a felületi lefolyás a közepesen és gyengén erodált területekről csak közepes, az erdőtalajok felhalmozódási szintje felett képződött vízmennyiség nagyobb lehet a szintek gyengébb vízáteresztő képessége következtében. A nagyobb tömegű víz pedig ugyanabban a talajképző kőzetben nagyobb kárt is tesz.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy az agyagbemosódásos barna erdőtalajok

területén a talajpusztulás előrehaladásának mértéke szerint, az erózió folyamata először nagy sebességgel indul meg, majd a talajpusztulás mértéke csökken, tehát a folyamat sebessége lefékeződik. Amint pedig a talajszinteket már elhordta az erózió, a löszös talajképző kőzetben a talajpusztulás sebessége ugrásszerűen megnő.

A talajképző kőzet hatása az erózió alakulására

Más a helyzet, ha az agyagbemosódásos barna erdőtalajok nem löszön, hanem agyagos talajképző kőzeten képződtek, mint vulkáni kőzetek málladékain, szénsavas meszet nem tartalmazó löszszerű vályogon és agyagon, vagy agyagos, karbonátmentes tengeri üledéken. Ezeken a talajokon a talajpusztulás üteme megegyezik a löszön kialakult barna erdőtalajokéval addig, míg az erózió a felhalmozódási szintet el nem hordja. Amint a talajpusztulás a talajképző kőzetet is eléri, a folyamat sebessége tovább csökken, mert az agyagos üledék felszínre kerülve, legalább olyan mértékben áll ellen a talajpusztulásnak, mint a felhalmozódási szint anyaga. Ezekben a talajokban tehát a talajpusztulás üteme nem gyorsul, hanem a kezdeti nagyobb intenzitás után fokozatosan csökken.

Különleges helyzet áll elő akkor, ha a talajpusztulás rendzina vagy savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj által fedett területekre hat. Ilyenkor a kezdeti gyors erózió a viszonylag sekély talajréteget gyorsan elhordja és a visszamaradó tömör kőzetrészek a talajpusztulás folyamatát hirtelen fékezik le. Ennek következtében a rendzina területeken — a gyakori kopárosok, sziklás területek ellenére — a lepusztuló talaj mennyisége csekély, annál nagyobb azonban a felületi lefolyás, mely a szomszédos területek talajpusztulását gyorsítja meg.

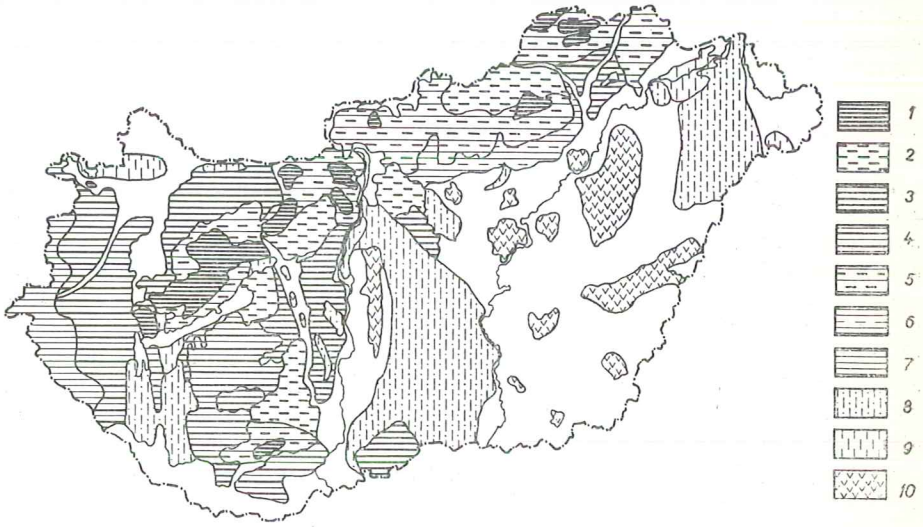
Az erózió alakulása szikeseken

A szikes talajok különleges talajpusztulási folyamata a padkásodás. Kialakulása és az eróziós folyamat sebessége a talaj duzzadó és zsugorodóképességétől, a szolonyec szelvények A- és B-szintjei között fennálló agyagtartalom-különbségtől függ. Minél agyagosabb és ennek következményeként minél jobban repedező a talaj és mennél több kicserélhető nátriumot tartalmaz, annál nagyobb a valószínűsége a padkásodásnak és annál gyorsabb a folyamat előrehaladása. A duzzadás és a zsugorodás a talajszintek vastagságában, nagy sokszögek alakjában elrendeződött, függőleges repedéseket idéz elő, melybe a felső talajszintek anyaga belefolyik, és ezáltal sík, mikrodomborzat nélküli területen is a padkásodás kezdetét indítja meg. A talajok kicserélhető nátrium-tartalma a talaj anyagának pépszerű elfolyását vonja maga után, mely tulajdonságnak a padkásodás kialakulásában döntő szerepe van.

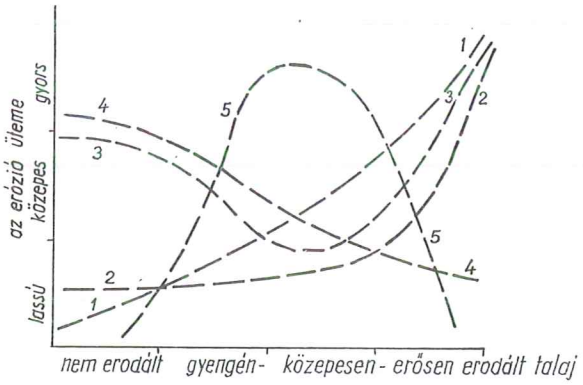
A talajpusztulás várható alakulása

A fent felsorolt különbségek, melyek a talajok tulajdonságai és szintekre tagozódása következményeként állnak elő, a talajpusztulás országos elterjedését és a jelenlegi helyzet további alakulását jelentős mértékben megszabják. Ezt a képet mutatjuk be térképünkön, melyen a talajpusztulás várható alakulását tüntettük fel az ország területére vonatkozóan.

Ugyancsak a fent leírt összefüggéseket ábrázoltuk a 8. ábrán, összehasonlítva a löszön kialakult csernozjom, barnaföld és agyagbemosódásos talaj, valamint az agyagon képződött pszeudoglejes barna erdőtalaj és a dolomiton kialakult rendzina talajpusztulásának ütemét.

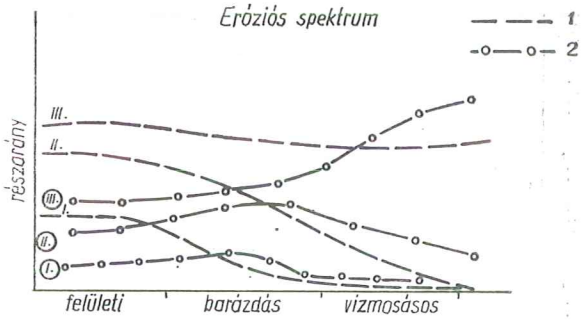


7. ábra. A talajpusztulás várható fejlődése Magyarországon. Szerkesztette Stefanovits Pál, 1963. 1. Gyors pusztulás, kis eróziós ellenállás, nagy felületi lefolyás által jellemezhető talajok; 2. Az erősödő fokozatokkal rohamosan gyorsuló talajpusztulást mutató talajok; 3. Gyenge erodáltság esetén lassan, közepes eróziónál erősen gyorsuló talajpusztulás; 4. Kezdeti gyors talajpusztulás után a felületi rétegerózió folyamata lassul, majd ismét fokozódik és vízmosások jelennek meg; 5. Az erózió előrehaladásával fokozatosan erősödő talajpusztulás, a vízmosásos formák uralkodnak; 6. Nagy ellenállóképesség, az erózió előrehaladásával fokozatosan fejlődő talajpusztulás, enyhe formákkal; 7. Az erózió előrehaladásával fokozatosan fékeződő talajpusztulás, enyhe eróziós formák; 8. Defláció, homokverés; 9. Defláció, fekete viharok; 10. Padkásodás



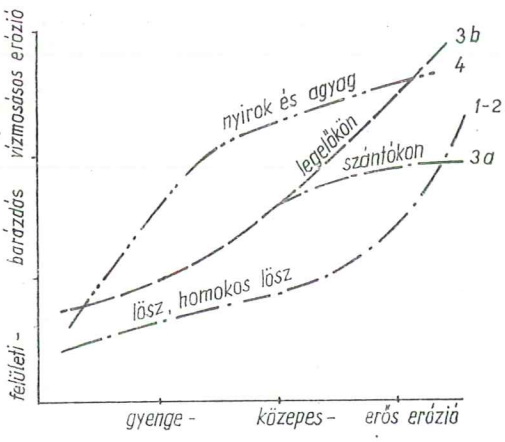
8. ábra. Különböző talajtípusok erodáltságának hatása a talajpusztulás ütemére. 1. csernozjom löszön; 2. barnaföld löszön; 3. agyagbemosódásos barna erdőtalaj löszön; 4. pszeudoglejes barna erdőtalaj agyagon; 5. rendzina dolomiton

Hasonló ábrázolásmódda lérzékeltettük azokat az összefüggéseket, melyek egyrészt az erózió formáinak és fokozatainak kapcsolata között fennállanak különböző talajviszonyok esetén. A 10. ábra a felületi, a barázdás és a vízmosásos erózió kialakulásának lehetőségét mutatja be, különböző talajképző kőzeten kialakult talajok esetben, az eróziós fokozato' erősödésének arányában. Azt tapasztaltuk ugyanis, hogy löszön és homokos löszön kialakult talajoknál a felületi rétegerózió az uralkodó, ha a terület gyengén és közepesen erodált, míg a barázdás és különösen a vízmosásos erózió csak akkor jelenik meg nagyobb mértékben, ha a talajpusztulás már előrehaladott és elérte az erős erózió határát. Löszváyogon — vagyis olyan talajképző kőzeten, mely a lösszel egykorú, azonban a képződési körülményei következtében több agyagot és kevesebb szénsavasmeszet tartalmaz — a helyzet másként alakul. Már gyenge és közepes erózió esetén is viszonylag gyorsan fellép a barázdás eróziós forma, a talajpusztulás fokozatának további fejlődése pedig eltérő képet mutat aszerint, hogy a területet szántóföldi művelésben hasznosítjuk, vagy legeltetjük. Míg a túllegeltetés következtében a legelőkön már közepes erózió esetén is a formák között megjelenik a vízmosás, a szántókon az erős erózió sem halad túl a barázdás formán.

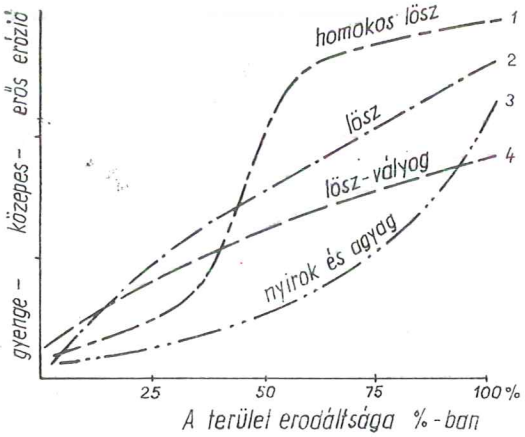


. *ábra.* Az erózió formáinak és fokozatainak kapcolata, vagyis az eróziós spektrum, különböző talajtípusok esetén. 1. csernozjom löszön, 2. barna erdőtalaj agyagon, I, II és III gyengén, közepesen és erősen erodált talajok

Még inkább eltér a kép az előbbiekben vázoltaktól nyirokon és agyagon képződött talajok esetében. Ezeken már gyenge talajpusztulás is barázdás formát ölt, míg a közepes és különösen az erős erózió igen sok vízmosás kialakulását eredményezi. Ezek a különbségek, melyek a különböző talajképző kőzeten kialakult talajok pusz-



10. ábra. Az erózió formáinak és fokozatainak kapcsolata a talajképző kőzettel



11. ábra. A terület erodáltsága és az uralkodó eróziós fokozat közti kapcsolat különböző talajképző kőzeten kialakult talajok esetében

tulása között fennállnak, lényegesen befolyásolják a talajvédelem módját és költségeit.

A harmadik összefüggés, melyet a 11. ábrán vázoltunk, a terület erodáltsága és az uralkodó eróziós fokozat elterjedése közötti kapcsolatot tünteti fel. Különböző talajviszonyok esetében a területnek ugyanolyan mértékű erodáltságához lényegesen különböző eróziós fokozatok tartozhatnak. Míg a löszön képződött talajokon a terület erodáltságával arányosan fejlődik a gyenge, közepes, majd az erős erózió, tehát a talajpusztulás területi kiterjedése és fokozata egymással szorosan kapcsolódik, homokos lösz esetében ez a kapcsolat különböző szakaszokra osztható. Kisebb %-os területi erodáltság esetéig az erózió alig pusztítja a talajt és a lepusztulás egyenletes. Amint a terület lepusztulása az 50%-ot megközelíti, ugrásszerűen növekedik meg a közepes, majd az erősen erodált területek mennyisége. Ezzel szemben löszvályog esetében még viszonylag nagyobb területű erodáltságnál sem tapasztalunk magasabb eróziós fokozatokat, vagyis a talajpusztulás nagy területet érint ugyan, de az okozott kár, az elhordott talaj mennyisége viszonylag kisebb, mint a löszön kialakult talajokon. Még jobban eltérő képet mutat az összefüggés a nyirokon és agyagon képződött talajok pusztulásánál, mert ebben az esetben nagy területű erózió sem idéz elő gyengénél erősebb eróziós fokozatot, a talajok kedvező eróziós ellenállása következtében. Viszont, ha a terület teljes egészében vagy túlnyomórészt erodált, megjelennek az erős erózió nyomai is.

Az emberi tevékenység hatása a talajpusztulásra

A fentiekben vázolt összefüggések is azt igazolják, hogy a talajpusztulás folyamatát nem vezethetjük vissza kizárólagosan egy vagy két tényezőre, mint a lejtőviszonyokra vagy csapadékviszonyokra. Ugyanazon éghajlati és domborzati feltételek mellett a talajképző kőzet, a rajta kialakult talajtípus tulajdonságai szerint az erózió folyamatának üteme, a jelentkező eróziós fokozatok aránya, valamint az eróziós formák egymásutánja lényeges különbséget mutat. Ezen összefüggések pedig a talajhasználat által még tovább módosulnak.

A kultúrhatásokról általánosságban annyit állapíthatunk meg, hogy azonos természeti viszonyok és feltételek esetében a talajpusztulás legenyhébb formában az erdőkben jelentkezik. Fokozódik a talajpusztulás veszélye a legeltetés következtében, majd a szántóföldi művelés bevezetése esetében. Különösen nagy talajpusztulást váltott ki a lejtőkön való szőlőtermesztés. Ezek az általános megállapítások azonban lényegesen eltolódhatnak a helytelen vagy helyes talajhasználat következményeként. Például csak néhány kirívó esetet sorolunk fel, mint: a helyesen legeltetett (szakaszos legeltetéssel és nem agyonterhelve a legelőt), valamint a túlterhelt

és gondozatlan legelőterületek közötti különbséget. Ugyancsak nagy eltérés tapasztalható a szántóföldi művelésben hasznosított talajok pusztulása között, ha a talajművelés hegy-völgy irányú és elsősorban kapásnövényeket termesztünk a területen, vagy a szintvonalas talajművelés és a sűrű állományú növények termesztése az általános. Fokozódik ez a különbség még akkor, ha a szántóterületeken alkalmazzuk az agrotechnikai talajvédelem eljárásait, valamint ehhez kapcsolódóan a műszaki talajvédelmet.

Végeredményben tehát ahhoz, hogy a talajvédelmet helyesen tervezzük meg és a tervek kivitelezésénél ne kövessünk el hibát, az szükséges, hogy a talajpusztulást kiváltó és befolyásoló tényezők hatását jól ismerjük. Ennek a hatásnak ismeretében tudjuk értékelni a talajpusztulás formáinak és fokozatainak szerepét és ebből tudunk következtetni a folyamatok további alakulására.

Irodalom

Chepil, S. W.: Equilibrium of soil grains at the threshold of movement by wind. Soil Science Proceedings. **23.** 424—431. 1959.

Dóry, B.: Első a föld. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1941.

Duck, T.: Eróziós területek térképezése és értékelése. MTA Agrártudományok Oszt. Közl. **18.** 431—442. Budapest, 1960.

Duck, T.: Magyarország dombos vidékeinek eróziós térképe. Agrártudomány. **12.** (10.) 17—22. 1960.

Fekete, Z.: Küzdelem a szántóföldeket sújtó talajerózió ellen. Agrártudomány **5** (7.) 208—211. 1953.

Frevert, R. K. et al.: Soil and water conservation engineering. Kiadó. New York. 1955.

Kund, E.: A termőföld pusztulása és megvédése. K. M. Természettudományi Társulat. Budapest, 1941.

Kund, E.: Talajvédelem, sáncolás. Pátria, Budapest. 1948.

Lammel, K.: Lejtős területek megművelése. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1958.

Mattyasovszky, J.: Észak-dunántúli talajok eróziós viszonyai. Agrokémia és Talajtan. **2.** 333—340. 1953.

Rázsó, I.: Talajpusztulás és talajvédelem Erdélyben. Mezőgazd. Kiadó. Budapest. 1944.

Stefanovits, P.: A talajföldrajz eredményei Magyarországon. Földrajzi Közl. (1.) 21—43. 1959.

Stefanovits, P.: Magyarország talajai. (2. kiadás) Akadémiai Kiadó. Budapest. 1963.

Velikanov, M. A.: Gidrologija szusi. (A szárazföld hidrológiája, oroszul). Leningrád. 1948.

Tartalomjegyzék

A talajpusztulás térképezésének története ... 3
I. A talajpusztulást kiváltó és befolyásoló tényezők ismertetése ... 4
A vízerózióra ható tényezők ... 5
Hazánk éghajlati viszonyainak értékelése ... 6
A lejtőviszonyok hatása az erózióra ... 6
A tallaj nedvességének és vízgazdálkodásának hatása az erózióra ... 10
A tavajszerkezet hatása a talajpusztulásra ... 10
A növényborítottság hatása a talajpusztulásra ... 11
A deflációt kiváltó tényezők ... 12
A szélviszonyok hatása a deflációra ... 13
A szemcseösszetétel hatása a deflációra ... 14
A talajfelszín érdességének és nedvességének hatása a deflációra ... 15
A növényfedettség védő hatása ... 15
II. A talajpusztulási folyamatok, formák és fokozatok ... 16
A talajpusztulás formái ... 16
A felületi rétegerózió ... 16
A barázdás erózió ... 17
A vízmosásos erózió ... 18
A padkásodás ... 18
A szedimentáció ... 19
A szélfodrok ... 19
A szélbarázdák ... 19
A homokbuckák ... 19
A lepelhomok ... 19
A talajszemcsék mozgása a defláció folyamán ... 20
A talajpusztulás fokozatai ... 21
A felületi rétegerózió fokozatai ... 21
A barázdás erózió fokozatai ... 21
A vízmosásos erózió fokozatai ... 21
A padkásodás fokozatai ... 22
A defláció fokozatai ... 22
III. A talajpusztulás térképezése, valamint a térképek adatainak ismertetése ... 22
Az erózió térképezésének elve és módszere ... 11
A talajpusztulás térképe ... 24
A vízmosássűrűség térképe ... 25
Az eróziós fokozatok aránya ... 27
IV. A talajpusztulás elterjedésének talajföldrajzi törvényszerűségei ... 37
Alföld ... 39
Kisalföld ... 40
Alpokalja ... 41
Dunántúli dombság ... 43

Dunántúli Középhegység 44
Északi Középhegység 46
V. A talajpusztulási folyamatok várható fejlődése 49
A talajpusztulás alakulása csernozjomokon 49
A talajpusztulás alakulása barna erdőtalajokon 50
A talajképző kőzet hatása az erózió alakulására 51
Az erózió alakulása szikeseken 51
A talajpusztulás várható alakulása 51
Az emberi tevékenység hatása a talajpusztulásra 54

ЗРОЗИЯ ПОЧВ В ВЕНГРИИ

(Объяснительная записка к эрозионной карте Венгрии)

Д-р. П. Штефанович
Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии А. Н. Венгрии, Будапешт.

Резюме

В кратком обзоре венгерской литературы по вопросам эрозии почв и защиты от эрозии приводятся те работы и методы, которые использовались нами перед составлением эрозионной карты Венгрии, с тем чтобы определить распространение и размер ущерба, нанесенного народному хозяйству эрозией. Литературный обзор последних десятилетий не содержит обширного материала исследований или практических опытов. В то время как в области почвоведения было опубликовано много ценных результатов в виде статей или книг, по вопросам эрозии почв было опубликовано сравнительно мало специальной литературы.

Факторы, вызывающие эрозию почв и влияющие на процесс эрозии приведены в следующей схеме:

Факторы, вызывающие эрозию почв

При водной эрозии:

Факторы, вызывающие эрозию	осадки	размер капель интенсивность длительность количество снега и время таяния
	склон	крутизна протяженность форма экспозиция
Факторы, влияющие на процесс эрозии		влажность почвы водные свойства почвы структурность почвы степень покрытия почвы растительностью

При ветровой эрозии:

Факторы, вызывающие эрозию ветеd	скорость завихрение протяженность территории подверженной дефляции

Факторы, влияющие на процесс эрозии
- механический состав и качество частиц
- содержание органического вещества
- волнистость и влажность почвенной поверхности
- степень покрытия почвы растительностью

При изложении факторов, вызывающих эрозию и влияющих на процесс эрозии, мы знакомим читателя не только с общими и принципиальными вопросами, но и характеризуем климатические и рельефные условия Венгрии. При разборе последних рассматриваем практическое значение отдельных категорий склонов, выделяя при этом следующие территории: равнину (уклон меньше 5%), слабо-пологую территорию (уклон 5—12%), средне-пологую территорию (уклон 12—17%), сильно-— пологую территорию (17—25%) и крутые склоны (уклон выше 25%).

В этой главе приводим карту рельефной энергии страны, которая объясняет образование склонов и следствия, вытекающие из соответствующих рельефных условий.

Другой фактор, связанный с рельефом—это форма склона. При изложении этого фактора мы вскрываем связь между степенью эрозии и склонами разных форм.

Среди факторов, влияющих на водную эрозию мы рассматриваем те, которые вызывают эрозию не как поставщики энергии (как это имеет место в случае факторов, вызывающих эрозию), а своим влиянием они тормозят или ускоряют влияние энергетических сил, попадающих на поверхность почвы. Так например влажность поверхности почвы в значительной мере влияет на проявление капельной эрозии. Водопроницаемость и влагоемкость почвы определяют время и характер возникновения поверхностного стока.

Рассмотрев влияние структурности почвы и степени покрытия почвы растительностью, мы переходим к разбору условий, вызывающих ветровую эрозию.

Показывая факторы, вызывающие дефляцию, мы рассматриваем влияние скорости и турбулентности движения ветра. Оценивая роль размера частичек почв в процессе дефляции, песчаные почвы группировались по размеру частичек, содержанию коллоидов и органических веществ. В этой главе указывается на то, что разрушающее действие ветра может причинять значительный ущерб не только на песчаных и болотных почвах, но и на других почвенных типах.

В главе, посвященной обсуждению и перечислению типов, степеней и процессов, происходящих при эрозии, в первую очередь разбираем типы водной эрозии. Исходя из практического характера нашей работы, мы сократили до минимума число типов водной эрозии, объединяя в одну группу разные, различающиеся друг от друга с теоретической точки зрения, явления, которые практически проявляют себя одинаково.

К поверхностно-послойной эрозии принадлежат те эрозионные процессы, которые не препятствуют горизонтальной обработке почвы. Под влиянием таких эрозионных процессов наблюдается равномерный снос поверхностных слоев почвы или образуется сеть мелких струйчатых промоин в пределах не глубже пахотного горизонта, которые легко сглаживаются мелкой обработкой почвы, рыхлением междурядий илилущением. Среди процессов, вызывающих поверхностно-послойную эрозию, рассматриваем влияние микросолифлюкции, капельной эрозии и Пленочного движения воды.

Относящаяся ко второму типу водной эрозии, бороздовая эрозия характеризуется тем, что возникающие на поверхности почвы мелкие струйки воды, сливаясь друг с другом, образуют более крупные промоины. Следовательно эрозионные процессы при бороздовой эрозии протекают неравномерно и проявляются уже в форме линейной эрозии, расчленяя поверхность почвы эрозионными бороздами. Эти борозды уже не могут быть сглажены обычной обработкой, но еще не препятствуют

горизонтальной или же поперечной обработке склонов, т. е. они еще проходимы для сельскохозяйственных машин.

Более развитый тип линейной эрозии—это промойная эрозия, при которой накопившаяся на поверхности вода, сливаясь, образует сеть глубоких развивающихся промоин. Эти промоины не сглаживаются обычной обработкой почв, т. к. они не проходимы для сельскохозяйственных машин и препятствуют горизонтальной обработке или ограничивают ее территориями, находящимися между промоиними.

Уделяется внимание вопросу образования особой формы рельефа т. н. «Padkásodás», являющейся специфичной формой эрозии на засоленных почвах. Образование таких понижений глубиной в несколько дециметров, а также расплывающаяся поверхность засоленных почв связаны с большим содержанием обменного натрия в поглощающем комплексе этих почв.

Говоря о типах эрозии необходимо упомянуть о территориях седиментации, т. е. о местах отложения продуктов эрозии.

В работе рассматриваются различные типы ветровой эрозии. Выделяем ветровые завихрения, борозды и дюны, которые отличаются друг от друга только размерами. Особое внимание уделяется изучению покровного песка, занимающего значительную площадь Венгрии. Этот песок покрывает более древние отложения, состоящие из лесса или ила мощностью 1—2 метра, что благоприятно сказывается на плодородие почв данной территории, ибо заполнением пониженных мест устраняется неблагоприятное влияние грунтовых вод.

В этой главе рассматриваются способы передвижения почвенных частиц под влиянием ветра: передвижение толчками, при более сильных ударах ветра, при этом происходит перекатывание и волочение песчинок по самой поверхности почвы. Передвижение «прыжками», когда ветер очень сильный и песчинки делают прыжки, прикасаясь время от времени поверхности земли и наконец, передвижение во взвешенном состоянии в воздушном потоке.

Трактуя степень эродированности почв, мы отдельно разбираем стадии развития различных типов эрозии. Поверхностно-послойная эрозия различных степеней, выделенная на карте разной окраской, выражается в относительных процентах от мощности почвенного разреза, не затронутого процессом эрозии.

Слабо-эродированными мы называем те почвы, у которых почвенный профиль по сравнению с почвами не подверженными смыву, снесен на 30%. Средне-эродированные почвы, у которых почвенный профиль смыт на 30—70%, сильно-эродированные, где из почвенного профиля осталось меньше 30%, т. е. больше 70% от почвенного профиля смыто.

По количеству вымытой из борозд почвы мы судим о степени развития бороздовой эрозии, а для определения степени развития промойной эрозии служит длина промони на единицу площади. И здесь можно выделить по три степени смытости. При бороздовой эрозии степень эродированности характеризуется количеством смытой почвы в тоннах /хольд: слабая степень- 20 тонн/ хольд, средняя степень- от 20 до 50 тонн /хольд и сильная степень выше 50 тонн/ хольд. Слабая степень промойной эризои 200 м/км-^{2} средняя степень от 200 до 500 м/км^2 и сильная степень 500 и больше км/м^2

Степень развития процесса «Padkásodás» можно охарактеризовать размером эродированной площади, т. е. той территорией, которая ограничивается бровкой дна падки (понижение на засоленных почвах). Слабая степень эродированности, когда меньше 10% площади подвержено этому процессу, средняя степень— от 10 до 30% и сильная степень—выше 30%.

Гораздо труднее различать степени ветровой эрозии, т. к. в этом случае молодые и более поздние типы трудно отделяются друг от друга. Поэтому при оценке мы используем только активные формы, принимая во внимание количество свежеотложенных частиц почвы, а также размер территории, покрытой ими.

В отдельной главе мы рассматриваем принципы и методы составления эрозионных карт, показанных в приложении. В отдельных пунктах съемке карт возникли трудности, связанные с тем, что отдельные районы различной степени эродирован-

ности не могли быть включены в территориальные единицы. Вообще мы поступили следующим образом: отнесли к сильно- эродированным и ту территорию, которая на 30% состояла из сильно- эродированных почв, а остальная часть территории относилась к категории средне-эродированных почв. К средне-эродированным отнесли те поля и склоны, поверхность которых по крайней мере на 50% состояла из средне--эродированных почв, тогда как остальная территория большей частью относилась к слабо-эродированным, а меньшей частью — к сильно-эродированными почвам.

Слабо-зродированной территорией мы называем те территории, где между неэродированными площадями пятнами располагаются почвы слабой или средней степени зродированности.

В тексте объяснительной записки приводится описание эрозионных карт страны, а также приложенных к этим картам способ изображения эрозии, дефляции и обозначения почвообразующих пород. Дла того, чтобы получитъ представление о пропорция отдельных видов эрозии, мы приводим на рисунке 4 карту сети промоин. Эта карта служит для того, чтобы показать густоту промоин на безлесной территории, с тем чтобы вместе с данными приложений, показывающих поверхностно--послойную эрозию, получить представление о территориальном соотношений отдельных видов эрозии почв.

Для оценки подобных территориальных закономерностей составили эрозионную карту почв, различных степеней эродированности по отдельным районам (Рис. 5.). Эта карта показывает связь между территориальным распространением и отдельными степенями развития эрозии почв.

В четвертой главе рассматривается почвенно-географические закономерности распространения эрозии почв. На этом основании выделено шесть ландшафтов страны, для характеристики которых приводим опытные данные и табличный материал. Обрабатывая материал по отдельным районам мы закладываем основу планирования противоэрозионных мероприятий по стране, а также устанавливаем очередность проведения этих работ.

В последней главе мы даем сведения о дальнейшем возможном направлении развития эрозии. Это необходимо для того, чтобы при планирований противоэрозионных мероприятий по стране выделить те территории, которые в первую очередь нуждаются в проведении этих мероприятий из-за угрозы быстрого темпа развития на них эрозии. Отдельно рассматривается процесс эрозии на черноземных и бурых лесных почвах и влияние свойств почвообразующих пород на проявление этого процесса.

Исходя из различий отдельных территорий и почв, мы составили карту ожидаемого развития эрозии почв по стране. Эта карта приводится на 7 рисунке. На этой карте мы различаем 10 типов территорий, отличающихся друг от друга по форме, степени и по размеру пропорции сдвига, а также по степени развития водной эрозии и дефляции.

Обобщая вышесказанное можно заключить, что необходимо хорошо знать факторы, вызвывающие эрозию и факторы, влияющие на эрозию для правильного планирования противоэрозионных мероприятий. Только на основании по знания этих закономерностей мы можем правильно оценить роль различных типов и степеней развития эрозии и сделать заключение о дальнейшем развитии этих процессов.

Табл. 1. Среднее значение коэффициентов стока по Фреверту. (1) Растительный покров и склон. (2) Супесь и легкий суглинок. (3) Суглинок и тяжелый суглинок. (4) Глина, а) лес, в) пастбища, с) пашня, d) склон.

Табл. 2. Критические величины скорости ветра, относящиеся к почвенным частичкам размером 0,1—5 мм. (по Великанову). (1) Размер почвенных частичек в мм. (2) Скорость ветра на поверхности почвы и на высоте 8 метров от поверхности в м/сек. (3) Скорость ветра в градусах Бофорта.

Табл. 3. Размер частичек почвы, переносимых ветром и расстояние, на которое эти частички переносятся по данным Juva (1) Размер частичек в мм. (2) Расстояние, на которое переносятся частички.

Табл 4. Данные о эродированности почв холмистых и горных районов страны. /Верхние строки—в 1000 хольдов. 1 хольд—0,57 га. Нижние строки—данные в %, (1) Область. (2) Сильно-зродированная, (3) Средне-зродированная, (4) Слабо-эродированная, (5) Неэродированная территория. (6) Территория седиментации. (7) Балл. (8) Район. (9) Лес. (10) Прочие территории.

Табл. 5. Природно географические ландшафты Венгрии.

Рис. 1. Карта рельефной энергии Венгрии, составленная Ш. Ланг и К. Вашш. (Скопирована с цветного оригинала.) Карта показывает самые большие разницы в уровнях залегания по территориальным единицам.

Рис. 2. Форма склонов: I. Выпуклый склон. 1—верхняя треть склона, 2—середина склона, 3 — нижняя треть склона. II. Вогнутый склон. 1 — верхняя треть склона, 2 — середина склона, 3 — нижняя треть склона. Сложныи склон. i= инфлексионная ролоси.

Рис. 3. Особый вид эрозии на засоленных почвах «Padkásodás» (1) Верхняя часть падки. (2) Дно падки. A, B, C — генетические горизонты разреза засоленной почвы.

Рис. 4. Густота промоин на сельскохозяйственных угодьях страны, составленная П. Штефанович. При составлении за основу бралась длина промоин на единицу площади.

Рис. 5. Распределение по районам эродированных сельскохозяйственных угодий и территорий различной степени эродированности. Размер циклограмм показывает распространение зродированных сельскохозяйственных угодий в % от всей площади, занятой под сельским хозяйством. В циклограмме белый цвет обозначает слабую степень эродированности, точками выделенная часть обозначает среднюю степень эродированности, черный цвет обозначает сильную эродированность.

Рис. 6. Границы природных ландшафтов. В надписи к рисунку приводятся названия природных ландшафтов.

Рис. 7. Ожидаемое направление развития процессов эрозии в Венгрии, составлено П. Штефанович в 1963 г. (1) Почвы с малым сопротивлением к эрозии, имеющие большой поверхностный сток и поэтому быстро разрушающиеся. (2). Почвы с прогрессивно ускоряющимся темпом эрозии. (3). При слабой степени эродированности процесс разрушения проходит медленно, при средней степени зродированности ускоренно. (4). В начальной стадии процесс разрушения проходит быстро, затем замедляется и снова ускоряется, в результате чего образуются промоины. (5) При развитии процесса эрозии постепенно усиливается процесс разрушения почвы, образуются многочисленные промоины. (6) Почвы хорошо противостоят эрозии, зрозия проявляется на этих почвах в слабых формах. (7) Почвы с затухающими процессами эрозии—слабое выраженные эрозионные формы. (8) Дефляция, засекание. (9) Дефляция, черные бури. (10) Особый вид эрозии на засоленных почвах «Padkásodás»

Рис. 8. Влияние степени эродированности различных почвенных типов на интенсивность их дальнейшего разрушения. 1. Чернозем на лессе. 2. Бурозем на лессе. 3. Иллимеризованная бурая лесная почва на лессе. 4. Псевдоглеевая бурая лесная почва на глине. 5. Рендзина на доломите.

Рис. 9. Связь между формами и степенями эрозии почв, т. е. спектр эрозии в случае разных почвенных типов. 1. Чернозем на лессе. 2. Бурая лесная почва на глине, I—слабо-эродированные, II—средне-эродированные и III—сильно эродированные почвы.

Рис. 10. Связь между формами и степенями и почвообразующими породами. На горизонтальной оси слабая, средняя и сильная степень эрозии, на вертикальной оси — поверхностная, бороздовая и промойная эрозия. 1 — лесс, 2— песчаный лесс, 3а— —лессовидный суглинок, пашня, 3b— пастбище на лессовидном суглинке. 4. Глина и лесс на элювии андезита.

Рис. 11. Связь между эродированностью территории, господствующей формой эрозии и различными почвами, образованными на разных почвообразующих породах. На горизонтальной оси—эродированность территории в %, на вертикальной оси—степень эрозии (слабая, сильная, средняя). (1) Песчаный лесс. (2) Лесс. (3) Глина и лесс на элювии андезита. (4) лессовидный суглинок.

Приложение; Распространение эрозии почв в Венгрии.

Условные обозначения;
Неэродированные или эродированные в незначительной степени.
Слабая степень эродированности (плодородный слой смыт до 30%).
Средняя степень эродированности (плодородный слой смыт на 30—70%).
Территория аккумуляции продуктов эрозии (Седиментация).
Леса.
Лесс, песчанцый лесс,
Песок.
Глинистые и кристаллические сланцы.
Глинистые почвообразующие породы.
Паннонские глины.
Известняк и доломит.
Изверженные породы, лавы и гранит.
Туфы изверженных пород.
Продукт выветривания вулканических туфов (нирок).
Другие (отдельно названные) материнские породы.

Bodenerosion in Ungarn

(Erklärungen zur Erosionskarte Ungarns)

P. Stefanovits
Forschungsinstitut für Bodenkunde und Agrikulturchemie der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest

Zusammenfassung

In der kurzen Übersicht der ungarischen Literatur der Bodenerosion und des Bodenschutzes wird mit den Antezedenzien bekannt gemacht, die vor der Fertigstellung der ungarischen Erosionskarte über die Verbreitung der Bodenerosion und über die Grösse der verursachten Schäden Aufschluss erteilt haben. Diese sich auf einige Dezennien erstreckende Übersicht kann nicht über reichhaltige Forschungsergebnisse oder praktische Erfahrungen berichten, da während auf dem Wissensgebiet des Kennenlernens des Bodens zahlreiche wertvolle Resultate in der Form von Studien oder Büchern erschienen sind, über die Bodenerosion in der ungarischen Fachliteratur verhältnismässig wenig zu finden ist.

Die die Bodenerosion auslösenden und beeinflussenden Faktoren werden laut folgender Skizze beschrieben:

Die Faktoren der Bodenerosion

Im Falle der Wassererosion:

Auslösende Faktoren	Niederschlag	Tropfengrösse Heftigkeit (Wucht) Dauer Menge des schmelzenden Schnees und Zeit der Schneeschmelze
	Abhang	Steile Länge Form Exposition
Beeinflussende Faktoren		Der Feuchtigkeitszustand des Bodens Der Wasserhaushalt des Bodens Bodenstruktur Pflanzenbedeckung

Im Falle der Deflation:

Auslösender Faktor	Wind	Geschwindigkeit Turbulenz Länge des Deflationsareals

Beeinflussende Faktoren

- Die Kornzusammensetzung des Bodens und die Beschaffenheit der Körner
- Der Gehalt des Bodens an organischem Stoff
- Reinheit und Feuchtigkeitszustand der Bodenoberfläche
- Pflanzenbedeckung

Bei der Erörterung der Faktoren wird ausser der allgemeinen und prinzipiellen Darlegung der Einzelteile auch auf die Auswertung der klimatischen und Reliefverhältnisse Ungarns eingegangen. Bei der Behandlung der letzteren werden auch die praktischen Beziehungen der einzelnen Gefällekategorien berührt, wobei Gebiete von ebener Beschaffenheit (Gefälle weniger als 5%); mild geneigte (5 bis 12%-ige) ; mittelmässig abfallende (12 bis 17%-ige); stark abschüssige (17 bis 25%-ige) — und steile Gebiete (mit einer Neigung von über 25%) unterschieden werden. In diesem Kapitel wird die Relief-Energiekarte des Landes dargestellt, da sich dadurch sowohl die Ursachen als auch die Folgen der Gestaltung der Gefällebedingungen beantworten lassen.

Der andere mit dem Relief zusammenhängende Faktor ist die Form der Abhänge, bei deren Erörterung auf die Beziehungen hingewiesen wird, die einerseits zwischen den Abhängen von verschiedenem Profil und andererseits ziwschen dem Erscheinen der Bodenerosion bestehen.

Unter den Faktoren, die die auswaschende und abtragende Wirkung des Wassers — die Erosion — beeinflussen, werden jene behandelt, die nicht als Energiespender die Bodenerosion hervorrufen (wie dies im Falle der auslösenden Faktoren besteht), sondern mit ihrer Einwirkung die Wirksamkeit der auf die Bodenoberfläche einen Einfluss ausübenden Energien verzögern oder beschleunigen. So beeinflusst der Feuchtigkeitszustand der Bodenoberfläche das Erscheinen und die Wirkung der Tropfenerosion in bedeutendem Masse, während die Wasserdurchlässigkeit und das Wasserhaltevermögen die Art der Entstehung und die Zeit des oberflächlichen Abflusses bestimmen.

Nach der Bewertung der Wirkung der Bodenstruktur sowie der Pflanzenbedeckung werden die Bedingungen der Erosionswirkung des Windes behandelt.

Bei der Darstellung der die Deflation auslösenden Faktoren wird die Wirkung der Geschwindigkeit und Turbulenz des Windes sprochen. Bei der Auswertung der Wirkung der Korngrösse werden die Sandböden nach den Dimensionen, dem Kolloidgehalt und dem Gehalt an organischem Stoff der Körnchen klassifiziert. In diesem Kapitel wird darauf hingewiesen, dass die zerstörende Wirkung des Windes nicht nur bei den Sand- und Moorböden, sondern auch bei anderen Bodenarten wesentliche Schäden zu verursachen vermag.

Im Kapitel, welches die Bodenzerstörungsprozesse, deren Formen und Grade aufzählt und erörtert, werden zunächst die Formen der durch das Wasser verursachten Zerstörung des Bodens, der Erosion vorgestellt. Dem praktischen Charakter unserer Arbeit entsprechend wurde die Zahl der Formen auf ein Minimum reduziert, indem wir die diversen, vorwiegend aus theoretischen Standpunkt verschiedenen Erscheinungen zu Formengruppen zusammengezogen haben, die sich vom praktischen Gesichtspunkt betrachtet einheitlich benehmen.

In der Gruppe der oberflächlichen Schichtenerosion gehören jene Bodenzerstörungsvorgänge, die die horizontale oder fast horizontale Bodenbearbeitung nicht beeinträchtigen. Unter ihrem Einfluss entsteht auf der Oberfläche eine gleichmässige Bodenabtragung oder ein die Mächtigkeit der Ackerkrume nicht übersteigendes, dichtes, seichtes Wassernetz, welches aber mit flacher Bodenbearbeitung wie mit der Hacke oder Scheibenegge verebnet werden kann. Unter den Teilprozessen, die die Ausbildung der oberflächlichen Schichtenerosion herbeiführen, werden die Wirkungen der Mikrosolifluktion, der Tropfenerosion, der hüllenartigen Wasserbewegung behandelt.

Die zweite unterschiedene Formengruppe, die Furchenerosion wird dadurch gekennzeichnet, dass die auf der Oberfläche entstandenen kleineren Wasseräderchen sich vereinigen und ausser der zusammenhängenden Wasserhülle und des seichten Adernetzwerkes von niedriger Energie auch grössere Wasserläufe antstehen. Die Furchenerosion

wirkt daher nicht mehr annähernd gleichmässig auf die Oberfläche, sondern erscheint als Linearerosion und zerstückelt die Oberfläche mit Erosionsfurchen. Diese können mit flacher Bodenarbeitung nicht mehr zum Verschwinden gebracht werden, verhindern aber die horizontale, quer zum Abhang gerichtete Bodenarbeitung noch nicht, und können mit Maschinen befahren werden.

Die Wasserrisse-Erosion ist eine stark entwickelte Form der Linearerosion, die durch die Vereinigung des auf der Oberfläche angesammelten Wassers in der Form eines sich fortwährend vertiefenden und verbreitenden Wasserrissnetzes erscheint. Die Wasserrisse können mit Bodenbearbeitungsgeräten nicht aufgehoben und nicht befahren werden, weshalb sie die horizontale Bodenbearbeitung behindern, bzw. auf die Intervalle zwischen den Wasserrissen begrenzen.

Die in der Form von Bänkchenbildung erscheinende Erosion, eine charakteristische Form der Bodenzerstörung der Alkali (Szik-)-Gebiete wird besonders behandelt. Sie verdankt ihre Entstehung den Reliefformen von wenigen Dezimetern sowie der Zerstörung des Szikbodens, der Natrium-Kolloiden.

Anschliessend an die Erosionsformen soll das Formenreichtum der Sedimentationsgebiete erwähnt werden, welches wir an der Stelle der Absetzung des abgetragenen Bodens vorfinden.

Ähnlicherweise werden die Formen der zerstörenden Wirkung des Windes, der Deflation behandelt, wobei zwischen den Windgekräuseln, den Windfurchen und den Windhaufen Unterschied gemacht wird, die sich in erster Reihe in den Dimensionen voneinander unterscheiden. Besonders wird der Hüllensand erwähnt, welche Form in Ungarn für ausgedehnte Gebiete kennzeichnend ist. Das ist eine Sandablagerung, die ältere — mit einer Bodenformation oder Löss- oder Schlammboden bedeckte — Oberfläche in einer Tiefe von 1 bis 2 Meter bedeckt und dadurch die Fruchtbarkeit des Areals günstig beinflusst, indem sie die tief liegenden Gebiete erhöht und die ungünstige Wirkung des Grundwassers verringert.

Ebenfalls in diesem Kapitel setzen wir uns mit den unter Einwirkung des Windes eintretenden Bewegungsformen der Bodenkörnchen, dem Rollen, dem Prasseln und dem Schweben auseinander.

Bei der Behandlung der Abstufungen der Zerstörung des Bodens werden die Grade der Ausbildung der verschiedenen Formen der Bodenzerstörung besonders behandelt. Die Stufen der oberflächlichen Schichtenerosion, die zugleich die auf der Karte mit Farben vermerkten Einheiten sind, können mit prozentualen Wertzahlen abgegrenzt werden, die auf das intakte Bodenprofil bezogen werden.

Als schwach erodiert werden jene Böden bezeichnet, in deren Profil mindestens 70% des als Grundlage des Vergleiches dienenden Bodens bestehen geblieben sind, von denen daher weniger als 30% erodiert wurde. Als mittelmässig erodiert werden jene Böden betrachtet, bei denen sich der verbliebene Teil 30 bis 70% ausmacht, während das Profil als stark erodiert gilt, wenn weniger als 30% des verglichenen Profils verblieben ist, d. h. die Zerstörung mehr als 70% des Bodens forttrug oder die Bodenschicht nicht mächtiger ist als 30 cm.

Die Stufen der Furchenerosion werden auf Grund der Menge des aus den Furchen ausgewaschenen Bodens bestimmt, während als Grundlage der Bestimmung der Abstufungen der Wasserriss-Erosion die Länge des Wasserrisses je Bodenfläche gilt. Auch hier lassen sich je drei Stufen unterscheiden. Im Falle der Furchenerosion können die Stufen schwach, mittelmässig und stark mit Angabe aus den Furchen fehlenden Bodens in Tonne je Katastraljoch (0,57 ha) gekennzeichnet werden, u. zw. mit den Angaben 20, 20 bis 50 t/ Kat. Joch und mehr als 50 t/Kat. Joch.

Die schwache Stufe der Wasserriss-Erosion wird mit Auswaschungswerten von 200 m/km^2, die mittlere mit 200—500, während die starke Stufe mit Angaben von über 500 m/km^2 gekennzeichnet.

Die Abstufungen der Bänkchenbildung werden auf Grund durch diesen Vorgang zerstörten Oberfläche bzw. der relativen Ausbreitung der durch Ränder abgegrenzten Bänkchenböden unterschieden. Als schwach bänkig wird jenes Gebiet bezeichnet, wo der Vorgang weniger als 10% des Gesamtgebietes berührt, mittelmässig wo 10 bis 30%

des Gebietes der Zerstörung anheimgefallen ist, während das Gebiet als stark bänkig bezeichnet werden kann, wenn die Bodenerosion mehr als 30% des Gesamtgebietes erniedrigte.

Viel schwieriger ist die Lage bei der Abgrenzung der Abstufungen der Deflation, da hier die älteren und jüngeren Formen sehr schwer von einander getrennt werden können. Deshalb können bei der Beurteilung der Stufe nur die aktiven Formen gebraucht werden, wobei die Menge der frisch transportierten Bodenteilchen sowie die Grösse des bedeckten Gebietes in Anschlag gebracht werden.

Ein besonderes Kapitel wird den Prinzipien und Methoden der Kartierung der Bodenzerstörung gewidmet, die bei der Konstruktion der in der Anlage vorgestellten Karte als Grundlage gedient haben. Hier werden auch jene Schwierigkeiten behandelt, die sich bei der Umwandlung der auf den einzelnen Punkten bestimmten Stufen in Gebietseinheiten ergeben. Im allgemeinen wurde die Praxis befolgt, schon solche Gebiete als stark erodiert zu bezeichnen, wo 30% des Gesamtgebietes aus stark erodierten Böden besteht, während der übrige Teil der Böden in die mittelmässig erodierte Kategorie gehört. Ähnlicherweise wurden jene Felder oder Abhänge als mittelmässig erodiert bezeichnet, wo mindestens 50% der Oberfläche mittelmässig erodiert war, während der Rest sich zwischen der kleinen Menge stark erodierten und der grösseren Menge schwach erodierten Profils verteilte. Als schwach erodiert wurden dagegen die Gebiete bezeichnet, wo zwischen den nicht erodierten Gebieten nur in Flecken eine Erosion von schwachem oder mittlerem Ausmass erschien.

Im weiteren Text wird der Inhalt der Kartenbeilage, der Bodenerosionskarte des Landes erklärt, wobei auf die Art der Darstellung der Erosion, der Deflation sowie des bodenbildenden Gesteins eingegangen wird.

Um auch über das Verhältnis der Formen der Bödenzerstörung ein Bild zu erhalten, wird auf der Abb. 4. die Karte der Wasserrissdichte dargestellt. Der Zweck der Karte ist die Wasserrissdichte in den nicht bewaldeten Gebieten vorzustellen, um diese mit den Angaben der die oberflächliche Schichtenerosion darstellenden Beilage vergleichend die territorialen Veränderungen des gegenseitigen Verhältnisses der Bodenzerstörungsformen zu veranschaulichen.

Ähnlicherweise wurde die Abb. 5., eine Karte, die das Verhältnis der Bodenzerstörungsstufen in den einzelnen Bezirken darstellt, zur Auswertung der territorialen Gesetzmässigkeiten verfertigt. Die Karte ermöglicht die Beziehungen zwischen der territorialen Verbreitung der Erosion und dem zu einander bezogenen Verhältnis der einzelnen Stufen zu erschliessen.

Im vierten Kapitel werden die bodengeographischen Gesetzmässigkeiten der Bodenzerstörung erörtert. Die Grundlage der Besprechung bilden die sechs grossen Regionen des Landes und in diesem Rahmen werden die gemessenen und erfahrungsmässigen Angaben aufgezählt, die mit einer tabellarischen Angabenbearbeitung ergänzt wurden. Diese bezirksweise Bearbeitung bezweckt die Landesplanung des Bodenschutzes mit solchen Angaben zu unterstützen, auf Grund deren zwischen den Gebieten eine Rangordnung betreffs der Dringlichkeit des Bodenschutzes aufgestellt werden kann.

Im letzten Kapitel versuchten wir die zu erwartende Gestaltung der Erosion und der Deflation zu umreissen. Dies geschah, um bei der Landes-Bodenschutzplanung jene Gebiete vorzugsweise behandeln zu können, in denen der Rhythmus der zu erwartenden Gestaltung der Bodenzerstörung besonders gefährlich erscheint. Hervorgehoben wurde bei der Behandlung die Gestaltung der Bodenzerstörung auf Tschernosem-, sowie braunen Waldbodengebieten, wobei auf die Wirkung des bodenbildenden Gesteins auf die Erosionsprozesse eingegangen wird.

Auf Grund der in den einzelnen Gebieten und Böden festgestellten Entwicklungsunterschieden haben wir für das Landesgebiet die Karte der zu erwartenden Gestaltung der Bodenzerstörung konstruiert, die in der Abb. 7. dargestellt wird. Auf dieser Karte werden 10 voneinander im Grunde genommen abweichende Gebietstypen unterschieden, die sich im Verhältnis der Bodenzerstörungs-Formen und Typen sowie im Ausmass der Verschiebung der Verhältnisse unterscheiden, je nach dem Ausmass des Fortschrittes der Erosion und der Deflation.

Die aus dem bearbeiteten Material zu gewinnenden Folgerungen zusammenfassend lässt sich feststellen, dass es zur richtigen Planung des Bodenschutzes sowie zur Vermeidung von Fehlern bei der Ausführung der Pläne notwendig ist die, Wirkung der die Bodenzerstörung auslösenden und beeinflussenden Faktoren genau zu kennen. Nur in Kenntnis dieser Wirkungen kann die Rolle der Formen und Stufen der Bodenzerstörung gewertet und daraus auf die weitere Gestaltung der Prozesse gefolgert werden.

Tab. 1. Mittelmässige Abfluss-Koeffizienten (nach Frevert). (1) Pflanzendecke und Neigungsverhältnisse, (2) sandiger Lehm und lehmiger Sand, (3) Lehm und toniger Lehm, (4) Ton, a) Wald, b) Weide, c) Acker, d) Abhang.

Tab. 2. Die Werte der kritischen Windgeschwindigkeit für Bodenteilchen von 0,1 bis 5 mm berechnet, auf Grund der Formel von Welikanow. (1) Durchmesser der Bodenteilchen: mm, (2) Windgeschwindigkeit an der Bodenoberfläche und 8 m über der Oberfläche m/sec. (3) Windgeschwindigkeit in Beaufort-Graden.

Tab. 3. Die Dimensionen der durch den Wind transportierbaren Körnchen und die Entfernung des Transportes auf Grund der Angaben von Juva. (1) Durchmesser der Teilchen, mm; (2) Entfernung des Transportes.

Tab. 4. Informative Angaben über den Erosionszustand der Böden des Hügel- und Berglandes (in den oberen Reihen in 1000 Kat. Joch) (1 Katastral-Joch — 0,57 ha) in den unteren Reihen in %. (1) Komitat, (1) starke, (3) mittelmässige, (4) schwache Erodiertheit, (5) nicht erodierte Gebiete, (6) sedimentierte Gebiete, (7) Gewichtszahl, (8) Bezirk, (9) Wald, (10) sonstige Gebiete.

Tab. 5. Landschaften der physischen Geographie Ungarns.

Abb. 1. Die Reliefenergiekarte Ungarns. Verfasst von S. Láng und K. Vass. (Auf Grund des farbigen Originals kopiert.) Die Karte stellt den je Flächeneinheit messbaren grössten Schichtenunterschied dar.

Abb. 2. Die Form des Abhanges: I. konvexer Abhang: 1,2 und 3 oberer, mittlere bzw. unterer Abschnitt des Abhanges. II. konkaver Abhang: 1,2 und 3 der obere, mittlere bzw. untere Abschnitt des Abhanges. III. Zusammengesetzter Abhang, i — Inflektionsstreifen.

Abb. 3. Die Bodenzerstörungsform der Szikböden, die Verbankung. 1 — Bänkchendecke, 2 Bänkchenboden; A, B und C — die genetischen Horizonte der Szikprofile.

Abb. 4. Wasserrissdichte in den landwirtschaftlichen Gebieten des Landes. Zusammengestellt von P. Stefanovits, 1963. Bei der Konstruktion wurde die Länge der auf die Einheit des Gebietes entfaltenden Wasserrisse als Grundlage genommen.

Abb. 5. Die Verteilung der erodierten landwirtschaftlichen Gebiete und der Erosionsstufen nach Bezirken. Die Grösse der Kreis diagramme stellt die Verbreitung der erodierten landwirtschaftlichen Gebiete in Prozenten des landwirtschaftlichen Gesamtgebietes dar. Im Kreisdiagramm wird das Verhältnis der schwachen Bodenerosion mit weiss, jenes der mittleren Erosion mit Pünkten und das Verhältnis der starken Bodenzerstörung mit schwarz bezeichnet.

Abb. 6. Die Grenzen der Naturlandschaften. Der Text der Abbildung enthält die Bezeichnung der Naturlandschaften.

Abb. 7. Die zu erwartende Entwicklung der Bodenzerstörung in Ungarn. Zusammengestellt von P. Stefanovits, 1963. 1. Böden, die durch rasche Zerstörung, geringen Erosionswiderstand, grossen Oberflächenabfluss gekennzeichnet werden können; 2. Böden,

die mit den höheren Stufen rapid beschleunigte Bodenzerstörung zeigen; 3. Bei schwacher Erodiertheit langsam, bei mittelmässiger Erosion stark beschleunigte Bodenzerstörung. 4. Nach anfänglicher rascher Bodenzerstörung verlangsamt sich der Prozess der Oberflächen-Schichtenerosion, um sich wieder zu erhöhen, wobei Wasserrisse erscheinen; 5. Mit dem Fortschritt der Erosion allmählich stärkere Bodenzerstörung, die Wasserrissformen sind vorherrschend; 6. Grosse Widerstandsfähigkeit, mit dem Fortschritt der Erosion allmählich sich entwickelnde Bodenzerstörung mit milden Formen; 7. Mit dem Fortschritt der Erosion allmählich gehemmte Bodenzerstörung, milde Erosionsformen; 8. Deflation, Sandverwehung; 9. Deflation, schwarze Stürme; Bänkchenbildung.

Abb. 8. Die Wirkung der Erodiertheit der verschiedenen Bodentypen auf den Rhythmus der Bodenzerstörung. 1. Tschernosem auf Löss; 2. Braunerde auf Löss, 3. Lessivierter brauner Waldboden auf Löss, 4. Pseudogley brauner Waldboden auf Ton; 5. Rendzina auf Dolomit.

Abb. 9. Die Beziehung zwischen den Formen und Stufen der Bodenerosion, d. h. das Erosionsspektrum bei verschiedenen Bodentypen. 1. Tschernosem auf Löss, 2. Brauner Waldboden auf Ton, I. II. und III. schwach, mittelmässig und stark erodierte Böden.

Abb. 10. Die Beziehung der Formen und Stufen der Bodenerosion zum bodenbildenden Gestein. Auf der horizontalen Achse die schwache, mittelmässige und starke Erosion, auf der vertikalen Achse die Oberflächen-, Furchen- und Wasserrisserosion. 1—2, Löss, sandiger Löss, 3a Löss-Lehm auf Ackerfeldern, 3b Löss-Lehm auf Weiden, 4 Andesit-Verwitterungs Löss und Ton.

Abb. 11. Die Beziehung zwischen der Erodiertheit des Gebietes und dem von herrschenden Erosionsgrad im Falle von auf verschiedenen bodenbildenden Gesteinen entstandenen Böden. Auf der horizontalen Achse Erodiertheit des Gebietes in %, auf der vertikalen Achse schwache, mittelmässige, starke Erosion. 1, Sandiger Löss; 2. Löss; 3. Andesit, Verwitterungs-Löss und Ton. 4. Löss-Lehm;

Erklärung der Farben und Zeichen

Nicht erodiert oder nicht erheblich erodiert
Erosion geringeren Grades (eine Denudation, die weniger als 30% der ursprünglichen Krume ausmacht)
Mittelmässige Erosion (mit 30 bis 70%-iger Denudation der Krume)
Die Anhäufungsgebiete des abgetragenen Bodens (Sedimentation)
Wälder
Löss, sandiger Löss
Sand
Tonige und kristallinische Schiefer
Tonige Grundgesteine
Pannonische Tone
Kalkstein, Dolomit
Eruptivgesteine, Lava und Granit
Tuffe von Eruptivgesteinen
„Nyirok" (toniges Verwitterungsmaterial der tertiären vulkanischen Ablagerungen)
Andere (besonders benannte) Grundgesteine

Soil Erosion in Hungary

(Comments to the erosion map of Hungary)

P. Stefanovits

Research Institute of Soil Science and Agricultural Chemistry, Budapest

In the short survey of the Hungarian literature of soil destruction and soil conservation we get acquainted with those antecedents which before the completion of the national map of erosion gave information on the spreading of soil devastation and the dimensions of the damages caused. This survey which spans a few decades can not inform us on rich results of research or on experience gained in the practice because while many valuable results have been published in the department of knowledge concerning soil science in the form of studies or books, comparatively little could be read on soil erosion in Hungarian special literature.

The factors eliciting and influencing soil erosion are described according to the following scheme:

Factors of soil erosion

In the case of water erosion:

- eliciting factors
  - precipitation
    - drop size
    - vehemence
    - duration
    - quantity and period of melting snow
  - slope
    - steepness
    - length
    - shape
    - exposition
- influencing factors
  - humidity condition of soil
  - water household of the soil
  - soil structure
  - plant cover

In the case of deflation:

- eliciting factor — wind
  - velocity
  - turbulence
  - length of deflation area
- influencing factors
  - grain size composition and quality of granules
  - organic matter content of soil
  - roughness and humidity of soil surface
  - plant cover

When describing these factors, besides the general and theoretical elucidation of the details also the evaluation of the climatic and relief conditions of Hungary are dealt with. In the discussion of the latter also the practical aspects of the individual slope categories are referred to, making a distrinction among the flat (less than 5 per cent); mildly sloping (5 to 12 per cent); medium sloping (12 to 17 per cent); strongly sloping (17 to 25 per cent) and steep (more than 25 per cent) areas. In this chapter the relief energy map of the country is presented because the same may answer both problems of causes and consequences of the development of slope conditions.

The other factor which is connected with the relief is the shape of the slopes in the discussion of which we point to the relationship existing between the slopes of various profiles and the appearance of soil erosion.

Among the factors influencing the development of soil destruction caused by water — erosion — those are discussed which call forth erosion not as dispensers of energy (as is the case for eliciting factors) but with their effect delay or accelerate the effectiveness of energies acting on the soil surface. Thus the humidity of the soil surface substantially influences the appearance and effect of drop erosion, while the water permeability and water holding capacity determine the mode and time of the development of surface run-off.

After the evaluation of the effects of soil structure and soil cover the conditions of the devastating effect of wind are discussed.

At the presentation of factors evoking deflation the effect of the velocity and turbulence of the wind is analysed. When evaluating the effect of grain size, the sand soils are classified by size, colloid contents and organic matter contents of the grains. It is pointed out on this chapter that the devastating effect of the wind may cause substantial damages not only in the case of sands and marsh soils but also with other soil varieties.

In the chapter dealing with processes, forms and grades of soil destruction first of all the forms of soil destruction caused by water erosion are demonstrated. It follows from the practical nature of our work that the number of the forms has been reduced to a minimum by drawing together phenomena different mainly from the theoretical aspect into groups of forms which from the practical viewpoint behave uniformly.

To the group of surface erosion belong those phenomena of the destruction of the soil which do not hinder horizontal or almost horizontal soil cultivation. Upon their effect on the surface of the soil uniform erosion or a dense shallow water network not exceeding the tickness of the ploughed layer develops which, however, can be levelled even with flat soil cultivation using the hoe or the disk. Among the part processes bringing about the development of layer erosion we deal with the effects of microsolifluction, drop erosion and veil-like water movement.

The other group of forms distinguished, the furrow erosion is characterized by the joining of the smaller rills formed on the surface and by the development — besides the contiguous water veil and the shallow network of low energy rills — of more important water courses. Thus furrow erosion does not act on the surface almost uniformly but in the form of linear erosion and slashes the surface with erosion furrows. These can be no more made to disappear by flat soil cultivation across the slope and thus can be passed through by machines.

The rill-erosion is a highly developed form of linear erosion which appears by the fusion of the water accumulated on the surface in the form of a more and more deepening and spreading network of rills. The rills can not be liquidated and passed by soil cultivation tools, therefore they hinder the horizontal soil cultivationor restrict it respectively to the intervals of the rills.

The erosion appearing in the shape of mounding which is a characteristic erosional form of alkali (Szik) soils is dealt with separately. This is due to relief forms of a few dm and to the destruction of the szik soils, to the sodium colloids.

In connection with the erosional forms we refer to the variety of forms of sedimentation areas which is found in the place of the sedimentation of the eroded soil.

Similarly are discussed the forms of the devastating effect of wind, deflation, disting-

uishing wind ripples, wind furrows and sand-dunes which differ from each other first of all in their dimensions. Separate mention is due the weil sand which form is characteristic of a large area in Hungary. This is such deposit of sand which covers the former surface—covered by soil formation or loess, silty soil—in a thickness of 1 to 2 metre and thus favourably influences the fertility of the soil, elevating the low lying areas and diminishing the unfavourable effects of ground water.

In the same chapter the forms of movement of soil particles: rolling, impact and floating are discussed.

In dealing with the grades of soil erosion the degrees of the development of the various forms of soil erosion are discussed separately. The degrees of surface layer erosion which at the same time are the units marked on the map with colours, can be delimited with the aid of per cent values related to the intact soil profile.

We qualify as moderately eroded those soils in the profile of which at least 70 per cent of the soil serving as basis of comparison remained, i. e. less than 30 per cent is eroded. Medium eroded are those soils in which the proportion of the part left is 70 to 30 per cent which is thus eroded to 30—70 per cent while strongby eroded is a profile in which less than 30 per cent of the compared profile was left i. e. more than 70 per cent of the soil is eroded or the soil layer is not thicker than 30 per cent.

The grades of furrow erosion are determined according to the amount of soil washed out of the furrows while the basis of the determination of rill erosion is the rill length as measured per unit area. Here, too, three grades can be distinguished in each case. In furrow erosion the slight, medium and strong grade can be measured with the soil missing from the furrows as measured with ton/cad. hold (1 cadastral hold: 0,57 ha) values by the categories of 20, 20 to 50 and more than 50 t/cad. hold values.

For the rill erosion the slight degree is characterized by a value of 200 m/sq. km, while the medium degree by 200 to 500 and the strong degree by data exceeding 500 m/sq. km.

The grades of mounding are separated according to the surface eroded by mounding, that is by the comparative extension of the area of mound bottoms delimited by brims. The area is designated as slightly mounded when less than 10 per cent is involved, medium when the process eroded 10 to 30 per cent of the area and highly mounded if more than 30 per cent of the total area has been lowered by the erosion.

The position is much more difficult if the grades of deflation have to be distinguished because here the older and younger forms can be separated with difficulty. Therefore only the active forms can be used in assessing the grade, taking into account the amount of freshly transported soil particles and the size of the area covered.

A separate chapter is devoted to the principles and methods of erosion mapping which served as a basis when constructing the map presented as an Appendix. Here are also the difficulties discussed which present themselves when converting the grades determined at individual points into territorial units. In general in our practice we designated an area as strongly eroded when 30 per cent of the total area consisted of strongly eroded soils while the rest belonged to the medium eroded category.

Similarly, we qualified as medium eroded the fields or slopes where at least 50 per cent of the surface was medium eroded whereas the rest was partly a small amount of strongly eroded and partly a greater amount of slightly eroded profile. On the other hand we qualified as slightly eroded those areas where among the non eroded areas slight or medium erosion was found only in patches.

In the further text the contents of the Appendix, of the soil erosion map of the country are analysed including the pattern of the representation of erosion, deflation and soil forming rock.

To obtain a picture of the proportions of erosional forms we present in Fig. 4 the map of rill density. The objective of the map is to represent the rill density in non wooded areas in order to illustrate the territorial changes of the proportion to each other of the soil erosion forms by a comparison with the Appendix showing surface layer erosion.

Similarly, for the evaluation of territorial regularities Fig. 5, a map showing the proportion in each district of the soil erosion grades was constructed. The map offers an

insight into the relationships between territorial spreading of erosion and the proportions of the individual grades to each other.

In the fourth chapter the soil geographical regularities of the spreading of erosion are discussed. The basis of this discusion is the six great regions of the country and in this framework our data from measurement and experience are recorded, completed with a tabulated computation of data. The objective of this elaboration by districts is to support the national planning of soil conversation by such data which enable us to establish a priority list among the areas as to the urgency of soil conservation measures.

The last chapter is an attempt to outline the developments to be expected of erosion and deflation. This serves the purpose to allocate a priority in the national planning of soil conservation to those territories in which the rhythm of the developments to be expected of soil erosion is particularly dangerous. The developments of erosion in chernozem and brown forest soils are particularly stressed and the effects on the erosional processes of the quality of the soil-forming rock is included in the discussion.

On the basis of the developmental differences established in the various areas and soils we constructed for the area of the country the map of the expected trends of soil erosion which is presented as Fig. 7 where 10 fundamentally different soil types are distinguished. These differ from each other as to the proportion of the soil erosion forms and grades and to the measure of the shifting of these proportions according to the progress of erosion and deflation.

Summing up the consequences that can be drawn from the collected material we may state that it is necessary for the correct planning of soil conservation and for the avoidance of mistakes in the realization of plans, to have a thorough knowledge of the factors eliciting and influencing soil erosion. Only when knowing this effect can we evaluate the role of the forms and grades of soil erosion and conclude on the further development of the processes.

Table 1. Medium run-off coefficients (according to Frevert), (1) Plant cover and slope conditions, (2) sandy loam and loamy sand, (3) loam and clayey loam, (4) clay, a) forest, b) pasture, c) ploughland, d) slope.

Table 2. The values of the critical velocity of wind calculated for 0,1 to 5 mm soil particles, on the basis of Velikanov's formula. (1) Diameter of soil particles, mm, (2) velocity of wind on the soil surface and 8 m above the surface m/sec., (3) velocity of wind in Beaufort degrees.

Table 3. Dimensions of the particles to be transported by the wind and distance o-transportation on the grounds of Juva's data. (1) Dimension of particles, mm., (2) distance of transportation.

Table 4. Informative data on the erosional condition of the soils of hilly and mountainous country. (In the upper rows data are given in 1000 cad. hold (1 cadastral hold — 0,57 ha), in the lower rows in per cent.) (1) County; (2) strong; (3) medium; (4) slight erosion; (5) Non eroded areas; (6) Sedimented areas; (7) Weight number; (8) District; (9) Forest; (10) Other areas.

Table 5. The regions of Hungary as distinguished by physical georgraphy.

Fig. 1. The relief energy map of Hungary. Constructed by S. Láng and K. Vass. (Copied from the coloured original.) The map shows the greatest differences of level that can be measured per unit area.

Fig. 2. The shape of the slope: 1. Convex slope: 1, 2 and 3 the upper, medium and lower sections of the slope; II. Concave slope: 1, 2 and 3 the upper, medium and lower sections of the slope; III. Combined slope, i: the inflection stripe.

Fig.3. The erosion form of alkali (szik) soils: mounding. 1: top of mound; 2: bottom of mound. A, B, C the genetical levels of the szik profiles.

Fig. 4. Rill density in the agricultural areas of the country. Ed. by P. Stefanovits. 1963, In the construction of this map the length of the rills per unit area was taken as a base.

Fig. 5. The distribution of the eroded agricultural areas and the erosional grades in the districts. The size of the circular diagrams represents the spreading of the eroded agricultural areas in per cent of total agricultural area. In the circular diagram the proportion of slight erosion is marked with white, while medium erosion is marked with dotted area and strong erosion with black.

Fig. 6. The limits of the natural areas. The caption of tha Figure includes the denomination of the natural areas.

Fig. 7. Developments to be expected of soil erosion in Hungary. Ed. by P. Stefanovits, 1963. 1. Soils characterized by rapid devastation, slight erosional resistance, important surface run-off; 2. Soils showing rapidly accelerating soil erosion parallel with the increasing grades, 3. Slowly accelerating soil destruction in the case of slight erosional status and strongly accelerating destruction of the soil at medium erosional condition; 4. After an initial rapid destruction of the soil the process of superficial layer erosion slows down to increase again while rills appear; 5. With the progress of erosion gradually increasing destruction of the soils, the rill-forms prevail; 6. High resistance, with the progress of erosion gradually developing soil destruction with mild forms; 7. With the progress of erosion gradually diminishing soil destruction, mild erosional forms; 8. Deflation, drif- ting sand; 9. Deflation, black storms; 10. Mounding.

Fig. 8. The effect of the erosional condition of different soil typeson the rhythm of so il destruction. 1. Chernozem on loess; 2. Brown soil on loess; 3. Brown forest soil lessivé on loess; 4. Pseudogleyic brown forest soil on clay; 5. Rendzina on dolomite.

Fig. 9. Relationship of forms and grades of soil erosion i. e. the erosional spectrum in the case of different soil types. 1. Chernozem on loess; 2. Brown forest soil on clay. I. II. and III. slightly, medium and strongly eroded soils.

Fig. 10. The relationship of forms and grades of soil erosion with the soil-forming rock. Horizontal axis: slight, medium and strong erosion; vertical axis: surface, furrow and rill erosion. 1—2 loess, sandy loess, 3a loess-loam on ploughland, 3b loess-loam on grassland, 4 andezite-detrital loess and clay.

Fig. 11. Relationship between the erosional condition of the area and the prevailing erosional grade in the case of soils developed on various soil-forming rocks. Horizontal axis: erosional condition of the area in per cent ; vertical axis: slight, medium, strong erosion. 1. Sandy loess; 2. Loess; 3. Andezite-detrital loess and clay; 4. Loess-loam.

Appendix: The spreading of soil erosion in Hungary.

Key to colours and signs used

Non eroded or not to a substantial measure
Slight erosion (devastation of less than 30 per cent of the original surface soil)
Medium erosion (devastation of 30 to 70 per cent of the original surface soil)
Accumulation areas of the eroded soil (Sedimentation)
Forests
Loess, sandy loess
Sand
Clayey and crystalline slates
Clayey ground rocks
Pannonian clays
Limestone, dolomite
Eruptive rocks, lava and granite
Tuffs of eruptive rocks
"Nyirok" (Clayey detrital material of tertiary volcanic deposits)
Other (especially named) ground rocks.