



MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZET

MÉRNÖKGEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉS

BUDAPEST
1985

05/3/85-17

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZET

ELMÉLET – MÓDSZER – GYAKORLAT

33.

MÉRNÖKGEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉS

Szerkesztették:

ÁDÁM LÁSZLÓ
PÉCSI MÁRTON

BUDAPEST

1985

Szerkesztőbizottság:

Ádám László
Berényi István
Dövényi Zoltán
Góczán László
Hahn György
Hevesi Attila
Pécsi Márton
Rétvári László sorozatszerkesztő

Lektorálták: Ádám László
Hahn György
Pécsi Márton

Technikai szerkesztők és kivitelezők:

Kretzoiné Bertalan Mária
Südi András

Kaiser Miklósné
Keresztesi Zoltánné
Molnár Margit
Németh József
Poór István
Tarpay Sándorné

I S S N 0 1 3 9 - 2 8 7 5

I S B N 9 6 3 7 3 2 2 3 5 3

T A R T A L O M

Előszó.....	5
PÉCSI MÁRTON: Domborzatminősítő térképek.....	7
ÁDÁM LÁSZLÓ: Mérnökgeomorfológiai térkép jelkulcsának magyarázója.....	15
PÉCSI MÁRTON: Felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképezése.....	43
Esettanulmányok	
SZILÁRD JENŐ: "Kamaraerdő jellegű terület" 1:10 000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképének magyarázója.....	67
JUHÁSZ ÁGOSTON: Magyarázó Balatonfüzfő és környéke 1:10 000-es méretarányú geomorfológiai térképéhez.....	79
LOVÁSZ GYÖRGY: Csuszamlásos folyamatok Orfű térségében.....	95
ÁDÁM LÁSZLÓ – SCHWEITZER FERENC: A Neszmély–Dunaalmás– Dunaszentmiklós közötti felszínmozgásos terület 1:10 000-es méretarányú geomorfo- lógiai térképének magyarázója.....	108
MEZŐSI GÁBOR: Építésföldtani szempontu geomorfológiai térképezés /Szeged – Tápé/.....	169
Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetében végzett mérnökgeomorfológiai és felszínmozgásos geomorfológiai térképezés irodalmi jegy- zéke.....	185

ELŐSZÓ

Az utóbbi két évizedben az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetében egyre jobban erősödik az a tudományos irányzat, hogy a földrajzi környezet különböző tényezőit /a tájalkotó tényezőket/ tematikus térképen ábrázolják, s az értékelő szintézist térképmagyarázóban adják meg.

E célkitűzés keretében került kiadásra 1963-ban "Magyarország részletes geomorfológiai térképeinek jelkulcsa", s a jelkulcs alapján megtörtént hazánk jelentős részének geomorfológiai térképezése.

Ujabban a domborzatminősítő alkalmazott geomorfológiai cél-térképek elvi-módszertani alapjainak kimunkálása került előtérbe, amelyet a tudományos és a gyakorlati élet követelményei hívtak életre. Ennek érdekében az Intézet geomorfológiai osztályán az építésföldtani célu mérnökgeomorfológiai térképezés és ennek egyik speciális ágazatának, a felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképezés módszerének kidolgozására és térképsorozatok elkészítésére került sor. Az ez irányú kutatást döntően a Központi Földtani Hivatal, a Magyar Állami Földtani Intézet és a Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat megbízásai és anyagi támogatásai segítették elő.

Jelen kötetünk célja, hogy a tudományos élet, a műszaki gyakorlat és a földrajzoktatás számára közkinccsé tegyük az Intézetünkben kimunkált alkalmazott geomorfológiai cél-térképek módszertani alapjait, s a jelkulcsok és a jelkulcs-magyarázók közreadásával megalapozzuk a felhasználó műszaki szakemberek és a térképező geográfusok munkáját.

Ezt a célkitűzést tükrözi kötetünk tartalmi összeállítása is, amely bevezetőként a domborzatminősítő térképezésről ad korszerű,

tömör összefoglalást, amelyet a Mérnökgeomorfológiai térkép és a Felszínmozgásos geomorfológiai térkép jelkulcsának közzétetele követ. A céltérképek jelkulcsait magyarázók egészítik ki, amelyek a térképek tartalmi mondanivalójának könnyebb megértését, s a műszaki gyakorlat számára jobb felhasználhatóságát szolgálják.

Ezt követően kötetünk egzakt példaként néhány tanulmányt /feldolgozást/ közöl egy-egy terület mérnökgeomorfológiai ill. felszínmozgásos geomorfológiai térképezéséről.

A kötetet az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben, az alkalmazott geomorfológiai térképezés tárgykörében, a fent jelzett megbízók részére készített tanulmányok és térképek irodalmi jegyzéke zárja.

A "Mérnökgeomorfológiai térképezés" címen most közreadott tanulmánykötet tulajdonképpen összefoglalása azoknak az elvi és módszertani eljárásoknak, amelyeket az elmúlt évtizedben e műfaj kidolgozása során követtünk. Természetesen a módszerünk időközben a tapasztalatoknak és az igényeknek megfelelően csiszolódtott, a jelkulcs tematikusan is gyarapodott. E kiadványban összefoglalt jelkulcs és módszer tehát gazdagabb és kifejezőbb, mint a korábbi, kezdeti megbízások során készült egyedi, kéziratos térképek és magyarázók tartalma.

A szerkesztők

Budapest, 1985.

DOMBORZATMINŐSÍTŐ TÉRKÉPEK

Pécsi Márton

A domborzat a földrajzi környezet ill. a táj egyik alapvető alkotója. A domborzaton megy végbe a társadalom tevékenységének tulnyomó része, ez hordozza a településeket, utakat, folyókat, ezen alakul ki a talaj és a növényzet. A domborzatot a természeti folyamatok és az ember műszaki-gazdasági tevékenysége, az un. antropogén folyamatok formálják. Ezért a domborzat alakja, változása, stabilitása fontos, helyenkint meghatározó szerepet játszik az ember gazdasági tevékenységében és általában a népesség elhelyezkedésében.

A domborzat egyes formáinak és állapotának minősítése – a társadalmi tevékenység felgyorsulása miatt – egyre nagyobb jelentőségűvé válik. A domborzat szerepe ugyanis a területhasználat során gyakran anyagiakban, munkában és növekvő energiafelhasználásban nyilvánul meg. Különösen az elmúlt két évtized során növekedett meg az igény a domborzat sokoldalú tudományos gyakorlati szempontu minősítése iránt. A domborzat használata különböző domborzatminősítési eljárások bevezetését tette szükségessé /1. táblázat/.

A terepkutatások eredményeit legcélszerűbben tematikus térképeken lehet kifejezni. A földtudományok körében egyre több fajta szaktérkép kerül kimunkálásra, a tudomány és a gyakorlati élet számára. A tematikus térképeken egyszerre ábrázolhatók a környezet különböző tényezői, amelyeket csak hosszadalmas leirással lehetne kifejezni.

1. táblázat. Domborzatminősítési térképek

1.1 Kvantitativ térképek

1.1.1 Domborzati szintek szelvénsorozata

1.1.2 Völgysűrűségi térkép

1.1.3 Reliefenergia térkép

1.1.4 Lejtőkategória térkép

1.1.5 Lejtőkitettség térkép

1.1.6 Vizgyűjtő egységek elemzése

1.1.7 Komplex kvantitativ térkép, amely összegzi a fentieket

1.2 Domborzattípus térkép

1.2.1 A domborzattípus minőségi jellemzői

1.2.2 A domborzattípus mennyiségi jellemzői

1.3 Formatípus térkép

1.3.1 A formatípus minőségi jellemzői

1.3.2 A formatípus mennyiségi jellemzői

1.4 Domborzattípus-formatípus térkép

/orográfiai adatokkal jellemzett, nem genetikai fogalmakat tartalmazó egyszerű geomorfológiai kategóriák/

1.5 Geomorfológiai térkép

1.5.1 Általános geomorfológiai térkép

1.5.2 Felszínmozgásos geomorfológiai térkép

1.5.3 Mérnökgeomorfológiai térkép

1.5.4 Antropogén geomorfológiai térkép

Az utóbbi években kezdődött el a földrajzban az az irányzat, hogy a földrajzi környezet sokféle tényezőjét tematikus térképeken elemezzük, illetve az információkat összefoglaló szintetikus térképeken összegezzék. Ilyen célú tudományos programot indított el az MTA Földrajztudományi Kutató Intézete az elmúlt években. Bár a domborzatminősítési térkép tematikája jelenleg még csak főbb vonásaiban körvonalazódott, az új térképezési módszerek már kidolgozás alatt állnak /PÉCSI M. – RÉTVÁRI L. 1980; GÓCZÁN L. 1984./.

I. Alkalmazott geomorfológiai térképezés

A domborzatnak geomorfológiai térképeken való ábrázolását

elsősorban a mérnöki gyakorlat során felmerült tervezési és kivitelezési munkák tették szükségessé, hogy az építményeknek minél biztonságosabb terepet választhassanak ki. Az alkalmazott geomorfológiai térképezést tehát a gyakorlat igénye fejlesztette ki.

A nagyobb műszaki létesítmények tervezése kapcsán /vizzárógáták, autópályák, lakónegyedek stb./ ma már elkerülhetetlen annak megvizsgálása, hogy a műszaki létesítmény működése során milyen hatást gyakorol környezetére. A nagy műszaki létesítményeknek a várható kihatása a természeti környezetre egy új kutatási irányt, ill. műfajt hozott létre. Az építkezések környezeti hatásának megállapítása /Environmental impact statement/ természetesen szükségessé teszi a természeti környezet valamennyi tényezőjének a részletes vizsgálatát. Ezek között elsősorban a domborzat minősítését is. A környezeti hatásvizsgálat az építésföldtanban is egyre inkább teret nyer, amelyhez a geomorfológiai vizsgálatok, számos esetben pedig a domborzatalakító komplex természetföldrajzi folyamatok együttes értékelése válik szükségessé, az antropogén tevékenységgel is számolva.

A geodéták terepfelméréssel elkészítik a domborzat részletes topográfiai térképét. Ez önmagában is fontos információt nyújt a felszín tagoltságáról, beépítettségéről ill. bizonyos hasznosítási formáiról. Az ilyen topográfiai térképet mint nélkülözhetetlen alapot használják a különböző földtudományi szaktérképekhez.

A geomorfológus a topográfiai alaptérképen – a kutatásai alapján – minősíti a domborzat egyes formáit a célkitűzésnek megfelelően:

- a formák közetminősége szerint,
- a formák állandósága vagy változásának üteme szerint, továbbá
- a formákat létrehozó folyamatok szerint,
- a domborzat lejtőződését a szükséges kategóriák szerint.

Az alkalmazott geomorfológiai térképek tehát szükségszerűen tartalmazzák a domborzat felépítését, alakjának állapotát és változásának irányát.

A domborzatminősítés során a figyelem arra irányul, hogy a felszínen végbemenő természeti folyamatok /talajpusztulás, folyó-

vizi erózió, földcsuszamlás stb./ és a társadalmi tevékenység /építkezés, csatorzánás, víztározás stb./ együttes hatására jelenleg, ill. a jövőben milyen formaváltozások várhatók.

Az alkalmazott geomorfológiai céltérkép tartalmában és ábrázolásában is különbözik a komplex geomorfológiai térképtől. Ez utóbbinak nem minden információját tartalmazza. Tartalma egyrészt egyszerűbb, másrészt azonban a célnak megfelelően a formák állapotáról és dinamikájáról pontosabb tájékoztatást nyújt, mint az általános vagy komplex geomorfológiai térkép.

Az alkalmazott geomorfológiai térképek főként olyan adatokat tartalmaznak, amelyek alapul szolgálnak a gyakorlati tervezés számára. Így pl. a mezőgazdasági talajvédelem és melioráció tervezéséhez, az építésföldtani és talajmechanikai térképek készítéséhez, a város- és iparfejlesztéshez, továbbá uthálózat-tervezés előkészítéséhez. Ezek mellett felhasználhatók az öntözési, ármentesítési és erdősítési tervezésekhez is.

A magyarországi geomorfológiai térképezési iskola az alkalmazott geomorfológiai térképek közül az építésföldtani célú, mérnökgeomorfológiai térképezést fejlesztette ki legjobban.

II. A domborzat mérnökgeomorfológiai célú minősítése térképen

A műszaki létesítmények tartós működésének biztosítása érdekében egyre inkább teret nyer az építésföldtanban is a természeti földrajzi környezet és ezen belül a domborzati adottságok értékelése. Ezzel a geomorfológia és kutatási eredményei közvetve vagy közvetlenül a mérnökgeológiai előtervezés szerves részévé válnak.

A mérnökgeomorfológiai térképezés tárgya tehát a domborzaton végbemenő eróziós folyamatok és az általuk kialakított formák minősítése a műszaki-gazdasági létesítmények optimális elhelyezése ill. azok biztonságos üzemeltetése szempontjából /PÉCSI M. 1975/.

A mérnökgeomorfológiai térképezés feladatát PÉCSI M. szerint az a körülmény határozza meg, hogy a műszaki létesítményeknek nemcsak a közvetlen alapját kell minősíteni, hanem a környezet domborzatát is. A domborzat állapota, fejlődési tendenciája

egyrészt a természeti környezettől, másrészt a műszaki létesítmény kihatásától is függ. Egy adott tájban a természeti környezet alkotói /a domborzat, a kőzetek, a vízfolyások, az éghajlat, a talaj és növényzet/, valamint a belső és külső erők egymást szabályozó rendszert képeznek. Ez önszabályozó rendszer is és nyitott is. A benne működő dinamikus erőket egymás közti egyensúly felé kényszeríti.

Az egyensúly, az összhang – a tájban, vagy csak magán a domborzaton – helyenként nem teljes, vagy csak bizonyos ideig áll fenn, mivel az egyes tényezők egymással szemben ellentmondásosan is hatnak. Ez az egyensúly pl. a domborzaton a kiegyensúlyozott kanyargós folyómederben vagy az egyensúlyi lejtőfelszínen sem jelent statikus mozdulatlanságot, hanem a változás un. dinamikus egyensúlyban történik.

Az alkalmazott geomorfológiai térképezésnél pl. a csuszamlásos domborzat minősítésekor döntő feladat feltárni a domborzat egyensúlyi állapotát. Itt a fő kérdés, hogy valamely forma fejlődése során elérte-e a dinamikus egyensúlyt vagy csak afelé közelít. Továbbá, hogy az egyensúly milyen tartós? Vagyis a háttérerők kiegyensúlyozódása ill. a formaváltozások időszakosan ismétlődnek-e, vagy éppen csak egyszeri egyensúlymegbomlás várható. Fontos megismerni, hogy a felszínmozgásokat, illetve a domborzat formaváltozásait milyen mértékben a természeti törvények és milyen mértékben a társadalmi beavatkozás folyamatai vagy egymásrahatásuk váltják ki.

Az ilyen felmérés és minősítés a már meglévő létesítmény biztonságos üzemeltetése, a természeti környezet károsodása elleni védelme érdekében is szükségessé válhat, de többnyire a komplex területi tervezés érdekében készül.

A mérnökgeomorfológiai térképek tartalma:

1. Lejtőkategóriák, gyakran külön térképen
2. Lejtők állaga
3. Hegyidomtani formák
4. Akkumulációs formák
5. Medrek, völgyek
6. Karsztos formák

7. Homokformák

8. Atropogén formák /1. Mérnökgeomorfológiai térkép jelkulcsát és magyarázóját/.

A speciális akkumulációs formák jelkulcsi megválasztása elsősorban a vizsgálandó terület jellegétől függ. Általában ábrázolásra kerülnek a folyók menti ártéri formák, teraszok, hordalékkup-maradványok, továbbá homokformák és karszteróziós formák. Nagyobb folyók, tavak vagy tengerparti környezetben a különböző pusztuló ill. épülő partformák.

A lejtőkategóriák ábrázolása a mérnökgeomorfológiai térképeken a feladat céljának megfelelően fokban vagy százalékban történik. Tulajdonképpen a domborzat úgy fogható fel, mint különböző kategóriájú lejtők együttese.

Építészeti alkalmassági szempontokat szem előtt tartva az alábbi lejtőkategóriát alkalmazzák:

1. $0,0-2,5^{\circ}$ / $0,0-5,5\%$ /: kedvezően beépíthető
2. $2,5-5,0^{\circ}$ / $5,5-11,0\%$ /: építésre alkalmas
3. $5,0-15,0^{\circ}$ / $13,0-33,0\%$ /: tereprendekezéssel építhető be
4. $15,0-35,0^{\circ}$ / $33,0-77,0\%$ /: kedvezőtlen, csak jelentős tereprendekezéssel építhető be
5. $35,0^{\circ} <$ / $77,0\% <$ /: beépítésre alkalmatlan

Mezőgazdasági szempontu térképezésnél az alábbi lejtőkategóriát használják:

1. $0,0-5,0\%$ szántóföldi művelésre alkalmas
2. $5,1-12,0\%$ szántóföldi művelésre alkalmas, de a talajerózió veszélye fennáll
3. $12,1-17,0\%$ nagyüzemi szántóföldi növénytermesztés felső határa
4. $17,1-25,0\%$ főleg csak kisüzemi szántóföldi művelésre alkalmas
5. $25,1-40,0\%$ teraszos művelésre és erdősitésre alkalmas
6. $40,0\% <$ csak erdőgazdálkodásra alkalmas

A lejtők állapotát állékonyságuk szempontjából három csoportba soroljuk:

1. Állékony, stabilis lejtő típusba a tartós egyensúlyi állapotú sziklalejtők és normális lejtők tartoznak.

2. Érzékeny egyensúlyi állapotú, labilis lejtőtípusok, amelyek hosszabb-rövidebb időre nyugalomban vannak.
3. Egyensúlybomlásos – instabil vagy mobilis – lejtők, amelyek jelenleg is mozgásban vannak; csuszamlásos vagy omlásos /kőtörmelék-omlásos/ lejtők.

A domborzat formaelemeit a mérnökgeomorfológiai térképezés főként orografikus szempontból értékeli. Ez azt jelenti, hogy a formák alakrajzát, helyzetét és kiterjedését elsősorban mennyiségi paraméterekkel minősítik. A formák jelenkori dinamikus alakulására külön térkép is készíthető.

IRODALOM

- GÓCZÁN L. 1984. A természeti környezet tényezőinek relatív értékelése. Bp. MTA FKI. 95. – /Elmélet-Módszer-Gyakorlat. 31./
- PÉCSI M. 1963. A magyarországi geomorfológiai térképezés az elmélet és a gyakorlat szolgálatában. – Földr. Közl. 11. /87./ 4. 289–299.
- PÉCSI M. 1963. Magyarország részletes geomorfológiai térképeinek jelkulcsa. Összeáll.: az MTA Földrajztud. Kutatócsoport. Természeti Földrajzi Munkaközössége Pécsi M. vezetésével. Munkatársak: Ádám L., Góczán L., et. al. Bp. 24.
- PÉCSI M. 1967. Új tematikus földrajzi térképek. – MTA Föld- és Bányászati Tud. Oszt. Közl. 1. 1-2. 127–139.
- PÉCSI M. 1969. A Balaton tágabb környékének geomorfológiai térképe. Kísérlet Magyarország áttekintő /1:300 000-es/ geomorfológiai falitérképének elkészítéséhez. – Földr. Közl. 17. /93./ 2. 101–112.
- PÉCSI M. 1970. A mérnöki geomorfológia problematikája. – Földr. Ért. 19. 4. 369–380.
- PÉCSI M. 1971. Geomorfológia mérnökök számára. Bp. Tankönyvk. 241.
- PÉCSI M. 1972. Magyarország geomorfológiai térképe. /1:500 000/. 84 x 119 cm. Bp. Kartográfiai V.
- PÉCSI M. 1975. Geomorphological evolution of the Buda Highland /Hungary/. – Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, Krakow. 9. 37–52.

PÉCSI M. - JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1977. Mapping areas of unstable surface in Hungary. Int. Conf. on Geomorphologic Mapping. Bp. 25-28. Oct. 1977. Bp. Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. of Sci. 152-166.

PÉCSI M. - RÉTVÁRI L. 1980. A környezetminősítő térképezés problematikája. - Földr. Közl. 28. /104./ 4. 295-302.

MÉRNÖKGEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉP JELKULCSÁNAK
MAGYARÁZÓJA

Ádám László

A MAGYARÁZÓ CÉLITÜZÉSE ÉS FELADATA

A magyarázó célja a mérnökgeomorfológiai térkép jelkulcsának közérthető szakmai értelmezése abból a megfontolásból, hogy a műszaki gyakorlat számára – a tervezés szempontjából – a térkép tartalmi mondanivalója jobban megérthető és felhasználható legyen.

A célkitűzésnek megfelelően a magyarázó tömör összefoglalást ad a jelkulcsban szereplő felszíni formák eredetéről és kialakuláskörülményeiről, a formákat létrehozó erőhatások mozgásfolyamatairól, valamint azok hegyrajzi /orografikus/, alakrajzi /morfológikus/ és magassági /hipszometriai, morfometriai/ sajátosságairól.

További célja a magyarázónak, hogy az egyszerű értelmezésen túlmenően a természeti folyamatok és a domborzati formák kapcsolatában olyan összefüggésekre, törvényszerűségekre és változásokra is rávilágítson, amelyek a jelkulcsban nem juthatnak kifejezésre, és a térképen sem eleveníthetők meg, de a műszaki tervezés fokozódó igényeit elégítik ki /pl. a homokformáknál a szélbarázda-maradékgerinc-garmada kialakulása, a különböző típusú barlangok keletkezése, vagy a folyóvízi teraszrendszer kialakulása/.

Végül a magyarázó a jelkulcs tartalmi mondanivalóját egzaktabban konkretizálja, s a gyakorlat által igényelt és hasznosítható további információs anyaggal bővíti ki. Ez többek között a gyakorlati tervezést különösen érdeklő, a "lejtők" fontos mérnöki geomorfológiai szerepének sokoldalú megvilágításában jut

kifejezésre, de megmutatkozik az egyéb domborzati formaegyüttesről, ill. formacsoportról megfogalmazott mérnöki szempontu bővebb információban is.

I. LEJTŐKATEGÓRIÁK

Minden felszinforma kivétel nélkül vízszintes és lejtős síkfelületek kombinációiból áll. A vízszintes 0° -os lejtő. A vízszintes vagy közel vízszintes síkfelületeket a geomorfológiában síkságnak nevezzük. Ez a legegyszerűbb relief-típus. A fentiek értelmében a lejtők különböző kombinációiból változatos domborzati formák jönnek létre. Így pl. a völgy olyan hosszanti térszíni mélyedés, amelyet két, egymással szembeforduló párhuzamos vagy közel párhuzamos lejtő határol.

A lejtő hajlását fokban, vagy százalékban lehet kifejezni. Általában a műszaki gyakorlatban a fokot /magas- és mélyépitészet/, ill. az ezreléket /ut-, vasutépítés/, a mezőgazdaságban pedig a százalékot használják.

A fokokban megadott lejtőszög a 60-as számrendszeren alapul, ahol a teljes kör 360 fokot tesz ki, s a függőleges 90 fok.

A lejtőhajlás százalékban való kifejezése azt mutatja, hogy egy megadott lejtőalaphoz hány m-es lejtőmagasság tartozik. Így pl. ha 100 m-es lejtőalaphoz 1 m-es lejtőmagasság tartozik, akkor 1 %-os, ha pedig 100 m-es, akkor 100%-os lejtőről van szó. A 100%-os lejtő 45° -kal egyenlő.

A műszaki gyakorlatban általában a célnak megfelelő lejtőszög-értékek alapján kategorizálnak. A jelkulcsban szereplő lejtőszög-értékek építészeti szempontból alkalmassági minősítést tükröznek.

1. $0,0-2,5^{\circ}$ = kedvezően beépíthető
2. $2,5-5,0^{\circ}$ = építésre alkalmas
3. $5,0-15,0^{\circ}$ = tereprendezéssel építhető be
4. $15,0-35,0^{\circ}$ = kedvezőtlen, csak jelentős tereprendezéssel építhető be
5. $35,0^{\circ} <$ = beépítésre alkalmatlan

A mezőgazdasági szempontu térképezésnél az alábbi lejtőkategóriát használjuk: $0,0-5,0\%$, $5,1-12\%$, $12,1-17\%$, $17,1-25\%$, $25\% <$.

II. A LEJTŐK ÁLLAGA

A mérnöki gyakorlatnak a műszaki létesítmények /lakóházak, lakótelepek, gyárak, ut, vasut stb./ tervezéséhez és kivitelezéséhez sokoldalú részletes információra van szüksége a felszíni domborzat állapotáról és minőségéről.

Mivel valamennyi domborzati forma a különböző lejtők kombinációiból áll, a műszaki tervezés elsősorban a lejtők állagára vonatkozó ismereteket igényli. A lejtőt természetes körülmények között térben és időben állandóan változó, dialektikus fejlődés-folyamat jellemzi. Változik a lejtő formája /domboru, homoru, egyenes és tört lejtő/, genetikája és típusa is. Ez a fejlődés zavartalan körülmények között általában igen lassu, változó dinamikus egyensúlyi állapotot jelez.

A természeti tényezők megváltozása, de főleg a társadalmi hatások következtében a felszín dinamikus fejlődésének egyensúlyi állapota megbomolhat, s a lejtők mobilissá válhatnak. A mobilitás lehet időszakos, de lehet tartós is, amelyet újra kiegyensúlyozott stabilis állapot válthat fel. Ennek felismerésében és helyes értelmezésében van a mérnökgeomorfológiai térképezésnek nagy gyakorlati jelentősége.

A fentiek értelmében a lejtők állagából nemcsak a domborzat fejlődésének általános jellegére, hanem annak minőségére is következtethetünk. Az állékonyság minősége alapján stabilis lejtőket, labilis lejtőket, aktív csuszamlásos lejtőket, valamint csuszamlásveszélyes lejtőket különböztethetünk meg.

6. Stabilis lejtők. Többnyire kemény, ellenálló szilárd kőzetekből /bazalt, andezit, gránit, gneisz, kristályos pala, mészkő, dolomit stb./ épült hegységek lejtői tartoznak ebbe a csoportba. A domborzati formák közül főleg a hegyhátak, hegygerincek, völgyközi hátak, sásbércek és tanuhegyek denudációval átalakított szerkezeti lejtőit jellemzi a tartós stabilitás. Alakrajzi szempontból ezek tulnyomóan normális lejtők, s a felszín kiegyensúlyozott fejlődéséről tanuskodnak.

7. Labilis /instabil/ csuszamlásos lejtők. Elsősorban a laza üledékes kőzetekből /agyag, homok, márga, lösz, löszös üledék, lejtőtörmelék stb./ felépült, időleges nyugalomban levő csuszamlásos lejtők tartoznak ide. E típusba tartozó lejtők "időleges nyugalma" azonban erősen viszonylagos, mert mind a természeti, mind pedig az antropogén hatások következtében bármikor aktivizálódhatnak. Leggyakrabban az átlagot meghaladó csapadékos években – mértékadó csapadék alkalmával – jönnek mozgásba. Eróziós–deráziós dombságaink lejtőinek jelentős része e típusba tartozik.
8. Aktiv csuszamlásos lejtők. A jelenleg is állandó mozgásban levő labilis csuszamlásos lejtőket soroljuk ide. Leggyakrabban régi csuszamlásokkal háborgatott lejtőkön alakulnak ki. Fő jellemzőjük, hogy a mozgások változó intenzitással periodikusan időről-időre kiujulnak, egyre nagyobb területre terjednek ki, s az idősebb csuszamlásos felszíneket is aktivizálják. Az ellenük való védekezés nehéz és költséges.
9. Csuszamlásveszélyes lejtők. Csuszamlásveszélyes lejtőknek minősülnek mindazon stabilizálódott régi csuszamlásos és súvadásos felszínek, amelyek litológiai felépítésük és hidrogeológiai adottságaiknál fogva magukban hordozzák a csuszamlás aktivizálódásának feltételeit. Továbbá ide soroljuk az olyan fosszilis csuszamlásokkal tagolt – időlegesen nyugalomban levő – lejtőket is, amelyek társadalmi beavatkozás hatására egyre labilisabb, csuszamlásveszélyes helyzetbe kerülnek.
10. Barázdás eróziós lejtők. Esővizbarázdákkal sűrűn felszabdalt meredek lejtők tartoznak ide. Kialakulásuk a felszint felületileg letaroló talajeróziós folyamatokkal van szoros összefüggésben.
11. Törmelékmozgásos lejtők. A nedves éghajlatu területeken a törmelék- és málladéktakaróval fedett normális lejtőket

a huzódó, mozgó törmelék formálja. A törmelék mozgása az agyag- és humuszkolloidok duzzadásával és zsugorodásával, valamint a fagyváltozékonysággal kapcsolatos termikus térfogatváltozással van összefüggésben. Ide tartoznak a fagy okozta aprózódással kialakult periglaciális kőtengerek formamaradványai is.

12. Határozott lejtőszög-változás. A lejtő hajlásának jelentős megváltozását jelzi.

III. HEGYIDOMTANI FORMÁK

Ebbe a kategóriába tulnyomóan a felszíni domborzat pozitív makroformái tartoznak. Általában több erőhatás által kialakított komplex genesisű formák ill. formacsoportok. Kialakulásukban a szerkezeti mozgásoknak, a folyóvízi eróziós és akkumulációs tevékenységnek, a felszint felületileg letaroló areális erózióknak, valamint a deráziós folyamatoknak egyaránt szerepük volt.

Közös alakrajzi jellemvonásuk, hogy környezetükből határozottnan kiemelkednek, két vagy több oldalról /egyes esetekben körös-körül/ lejtők határolják, tetejük sík vagy domboru felületű, s kiterjedésük és alaprajzuk változó nagyságu és formájú.

A jelkulcs az alakrajzi adatok mellett orográfiai /hegyrajzi/ és hipszometriai /magassági/ információt is tartalmaz, amelyből következtetni lehet a formák abszolút magasságára és méretére.

- 13-14. Fennsík. A tengerszintnél 200 m-nél magasabban elhelyezkedő tökéletlen /denudációs/ síkságok. Minden esetben a változatos kőzetfajtákból felépített felszín /hegység/ lepusztulásának, letarolásának eredményeként alakulnak ki. Lényeges morfológiai vonásuk, hogy a felszín lejtése a 6 ezreléket nem haladja meg, s reliefenergiájuk /viszonylagos szintkülönbségük/ km^2 -enként 30 m-nél több, de a 200 m-t nem haladja meg. Jelkulcsunkban alacsonyabb /200-250 m a tszf./ és magasabb / > 250 m a tszf./ fekvésű fennsíkakat különböztettünk meg. Ide tartoznak a 200 m-nél magasabbra kiemelt tönkfelszinek is.

15. Sasbércek. Egymással párhuzamos, vagy közel párhuzamos vetődések mentén kialakult szerkezeti formák. Leggyakrabban úgy alakulnak ki, hogy a párhuzamosan futó vetődések mentén a törés két szárnya lesüllyed, a vetősikokkal közrezárt rög pedig helyben marad. Az izolált formákat többnyire egyenetlen, vagy domboru tetőszint és szálban álló szilárd kőzetből épült stabil lejtő jellemzi. Ilyen eredetű a Budai-hegységben a Gellérthegy és a Sashegy.
- 16-17. Hegygerincek. A hegyek, ill. a hegységek olyan hosszanti izolált térszíni kiemelkedései, amelyeknek tetőszintjeit többnyire rövidebb-hosszabb vonalban húzódó keskeny gerinc képviseli. Lábvonala elnyult hosszanti idomot zár körül, s kétoldali pusztuló, domboru lejtői szögben érintkeznek egymással. Legmarkánsabb hazai előfordulásuk a Kőszegi-hegységben /a hegység főgerince/ van.
- Jelkulcsunk hipszometriai adatok alapján alacsony / > 150 m tszf./ és magas / > 300 m a tszf./ hegygerincet különböztet meg.
18. Hegyháta. A völgyek mellett a hegységek leggyakoribb formatípusai. Általában ovális, vagy szabálytalan alaprajzu keskenyebb-szélesebb térszíni kiemelkedések, amelyek boltozatos tetőfelületben kulminálnak. Tulnyomóan normális és domboru lejtők jellemzik. A hegygerincekhez hasonlóan komplex formák. Kialakulásukban a belső és külső erők együttes tevékenységének van döntő szerepe.
19. Völgyközi háta. Laza üledékes kőzetekből felépült, erőziós völgyekkel felszabdalt dombságaink leggyakoribb domborzati formái. A két oldalról mélyre vágódott erőziós völgy alluviális síkjából széles talapzattal emelkednek ki, s fokozatosan elkeskenyedő domboru, ill. boltozatos tetőfelületben kulminálnak. Többségük erőziós-deráziós eredetű. Főleg pusztuló domboru és labilis csuszamlásos lejtők jellemzik. A jelkulcs hipszometrikus információt is tartalmaz.

20. Lejtőpihenők. Többnyire hegyhátak és völgyközi hátak hosszabb lejtőit keskeny sávban tagoló, enyhe hajlású félsíkok.
21. Hegylábfelszinek. Hegységperemi területeken – szélsőséges szárazföldi éghajlat alatt – időszakos vízfolyások /főleg záporpatakok/ felületi letarolásával kialakított, enyhén lejtősödő, elegyengetett felszínű domborzati formák. Lényeges geomorfológiai vonásuk, hogy a különböző ellenálló-képességű idősebb és fiatalabb üledékes kőzetek a felszínen egy síkba vannak nyesve.
22. Hegyláblépcsők. A heglábfelszinek peremén tektonikus törésekkel kialakított lépcsőzött felszinformák.
23. Természetes tereplépcsők. A felszint felületileg lepusztító periglaciális folyamatok és jelenkori felszíni leöblítés által kialakított, lankás peremű térszíni lépcsők, amelyek a lejtős felszínüket szintekre tagolják.
24. Kőbörcök. Kőzetminőségi különbségek következtében kialakult pozitív denudációs formák: környezetétől különböző, a lepusztulással szemben ellenállóbb kőzetekből épült hegy neve a magyar földrajzi irodalomban.
25. Tanuhegyek. *Olyan izolált, magános térszíni kiemelkedések, amelyeket minden oldalról lejtők határolnak. A tanuhegyek ugyanolyan rétegsorból épülnek fel, mint közvetlen környezetük. Kialakításukban az esetek többségében a felületileg ható deráziós folyamatoknak, a felszíni leöblítésnek és a vonalas erózióknak egyaránt szerepük van.

A tanuhegyek egyik sajátos típusát képviselik a ka-
vicstakarós tanuhegyek. Képződésük a denudációs folyamatok mellett kőzetminőséghez kapcsolódik. Megint más típust képviselnek a bazaltmezás tanuhegyek. Mint pozitív felszíni formák egyrészt a térszín hajdani magasságáról, másrészt környezetük lepusztulásának mértékéről tanuskodnak.

26. Dombtetők. Az izolált térszíni kiemelkedések, a dombok, halmok lekerekített boltozatos kulminációs felületei.
27. Hegytetők. A hegyek kulminációs felületei, amelyek az alaprajztól /hegy lábazata/ függően lehetnek pontszerűek /csucshegy/, rövidebb-hosszabb sávok /gerinces hegy/, vagy lekerekített domboru felületek /kuphegy/.
28. Erodált síkok. A tökéletlen /denudációs/ síkságok sajátos típusát képviselik.
29. Nyergek. Hegyvonulatok, hegyhátak, hegygerincek egyes szakaszainak lepusztulással kapcsolatos lealacsonyodása, benyergelődése. Leggyakrabban a vízválasztó gerincek lepusztulása során alakulnak ki /denudációs nyereg/.

IV. AKKUMULÁCIÓS FORMÁK ÁLTALÁBAN

Vonalas pályán mozgó alsószakaszjellegű vízfolyások /folyók, patakok, torrens vízfolyások/ feltöltésével keletkezett, többnyire gyengén lejtősödő, sík felszínű térszíni formák, amelyek környezetükkel egybeolvadnak /árterek, hordalékkupsikságok, törmelékupok/, vagy egymás felett határozott, ill. elmosódott homoklejtővel különülnek el /teraszok/.

Az akkumuláció a vízfolyások esésének erős csökkenése, durva hordalékának megszaporodása vagy vízmennyisége megkevesbedésének következménye. A lehordási terület közettani felépítésétől és a vízfolyások mechanizmusától függően az akkumulációs formák változatos üledékekből /iszap, homok, iszapos homok, kavics, durva kavics stb./ épülnek fel. A gazdasági élet szempontjából jelentőségük nagy. Kiterjedésüknél, közettani felépítésüknél és vízszintes vagy közel vízszintes felszínüknél fogva a települések alkalmas szinterei /teraszok/ és a mezőgazdaság optimális területei /ártéri síkok, hordalékkupsikságok/. Általában nagy vízkapacitású, kitűnő víztározók, amelyek alkalmasak a települések vízellátására.

30. Ártéri síkok általában. Az eróziós völgyek, valamint a medencék és völgymedencék alluviális síkságai /árterei/

tartoznak ide. Kialakulásuk a völgyek, ill. medencék fejlődéstörténetéhez kapcsolódik szorosan. Folyóvízi rétegsorral való feltöltődésük a völgyfenekék süllyedésének és a vízfolyások hordalékszállításának a függvénye. Alacsony és magas ártéri szintekre tagolódhatnak. A mezőgazdaság értékes kaszáló és legelőterületei.

31. Vizenyős területek /laposok/ általában. Az alacsony ártéri szintek rossz lefolyású szakaszai, és a hordalékkup-síkságok elsovadt, feltöltött holtágai, amelyekben tartós esőzések idején belvizek törhetnek fel.
32. Ártérnél magasabb síksági felszínek /általában/. Folyóvízi feltöltéssel vagy eolikus akkumulációval elegyengetett tökéletes síkság, amely lehet lösszel vagy löszös üledéssel megemelt ártér is.
- 33-40. Teraszok. Az eróziós völgyekben a folyót különböző szintekben kísérő hajdani völgyfenékmaradványok, ún. párkánysíkok. Egymás felett lépcsőkként sorakozó, éleesebben vagy elmosódottabban jelentkező szintjeik a folyók többszörösen megismétlődött szakaszjelleg-változásairól tanuskodnak. A folyóvízi hordalékból /kavics, murva, homok stb./ felépülő teraszokat kavicsterasznak, a szálaban álló kőzetből kivésetteket pedig sziklaterasznak nevezzük. Az egymás felett elhelyezkedő teraszok relative idősebbek. Az alacsony teraszok /33-36./ a középpleisztocénnél fiatalabbak, ennek megfelelően éles, határozott, ép formában jelentkeznek, a magas teraszok /37-40./ a középső pleisztocénnél idősebbek, s a lepusztulás képét mutatják. A folyóvölgyek geomorfológiai fejlődéstörténetének világos és egzakt bizonyítékai.
- 41-43. Hordalékkupok. Alsószakaszjellegű vízfolyások feltöltésével kialakított, vízszintes vagy közel vízszintes felszínű, lapos, akkumulációs formák. Anyaguk /homok, iszap, kavics, murva stb./ a hordalékkupok csucs részétől a folyás irányában osztályozott. Kialakulásuk előfeltétele a megelőzően süllyedt vagy a feltöltéssel egyidejűleg süllyedő térszín.

Nagyobb süllyedő medencében hordalékkupmezők, hordalékkup-sikságok /feltöltött vagy tökéletes sikság/ keletkeznek. Például a Duna kisalföldi hordalékkupja, a Maros hordalékkupja. A különböző szintekben elhelyezkedő hordalékkupok /41., 42., 43./ korban egymástól különböznek.

- 44-47. Törmelékkupok. A hegységből kilépő patakok és időszakos vízfolyások /torrens vizek/ által legyezőszerűen szétterített hordalékból álló, félkup alakú, gyengén lejtősödő, felszíni akkumulációs formák. Anyaguk általában durva osztályozatlan törmelék /szögletes kavics, homok, gőrgeteg stb./, többnyire fagy okozta aprózódási termék. Az akkumuláció helyétől függően lejtőalji /44./, medence-talpi /45./ és lejtőoldali /46./ törmelékkupot különböztetünk meg. A gravitációs törmelékkup /47./ a meredek lejtőkön a huzódó törmelék felhalmozódásaként alakult ki.

V. MEDREK, VÖLGYEK

Főleg vonalas pályán mozgó vízfolyások és deráziós folyamatok által kialakított negatív felszíni formák tartoznak ebbe a csoportba. Többségük nem tartós, maradandó, hanem könnyen és gyorsan pusztuló forma. A kisebb eróziós formák hamarosan feltöltődnek, a deráziós formák átalakulnak, a tóparti formák pedig lepusztulnak.

48. Eróziós vizmosások. / < 2 m/. Vonalas erózióval kialakított, többnyire szaggatott peremű, U vagy V keresztmetzetű negatív térszíni forma. Mélységük általában 0,50–1 m között váltakozik, de előfordulnak ennél mélyebbek /1,5–2 m/ is. Főleg legelőkön gyakoriak. Mint talajpusztulási formák, a szintvonalas talajművelést akadályozzák.
49. Eróziós árkok. / > 2 m/. Leggyakrabban a vizmosások továbbmélyülése révén keletkeznek hátráló erózióval, de löszös területeken kialakulnak a löszszakadékok pusztulása után is. Mélységük 2–4 m, hosszuk több száz m is lehet.

V keresztmetszetüket közel függőleges vagy tulhajló, esetenként rogyadozó, omladozó falak jellemzik. Főleg nagy intenzitású zárporosó idején fejlődnek.

50. Meredek partu patakmeder. Általában völgy nélküli kisebb vízfolyások mélyre vágódott /felsőszakaszjellegű/, függőleges falu mederágya.
51. Kisebb vízfolyások elhagyott medrei. Mederváltoztatás következtében a völgyfeneküket feltöltött folyók elsorvadt régi medrei.
52. Jelenkori holtágak. Alsószakaszjellegű vízfolyások /folyók/ élő medréből lefűzött, elsorvadt mellékágak, amelyekbe csak magas vízálláskor jut víz.
53. Meander maradvány. Középszakaszjellegű vízfolyások levételt vagy mesterségesen levágott mederkanyarulatai. A folyóvíz nélkül maradt kanyarulatból holtmeder, morotva lesz.
54. Eróziós völgy. / > 20 m/. A mederben lineárisan áramló víztömegek eróziós tevékenysége által kialakított nagymélységű völgy.
55. Eróziós völgy. / < 20 m/. Az előbbi folyamat által kialakított sekély mélységű völgy.
56. Lapos, széles eróziós völgy. Időszakos vagy állandó jellegű vízfolyással rendelkező, enyhe lejtőjű, széles völgytalpu, gyenge lefolyású konzekvens völgy. Kialakításában a vonalas erózió mellett a lejtőletaroló, anyagáttelepítő areális folyamatoknak is jelentős szerepük van. Egyes esetekben vízfolyásaik deluviális lösszel kitöltött pleisztocén végi felszínbe vágódtak be, és alakították ki széles alluviumukat.
57. Kisebb medencetalp pereme. A medencék körülhatárolása a medencefelszín peremén.

58. Eróziós–deráziós völgy. Ebbe a típusba tartoznak az olyan kisvölgyek, amelyek eredetileg deráziós völgyekként alakultak ki, alakrajzi és egyéb geomorfológiai sajátásaik alapján többé-kevésbé még ma is a deráziós völgyekre emlékeztetnek, de már állandó vagy időszakos vízfolyásuk van. A lineáris erózió állandósuló szerepe a száraz völgyek átalakulására utal.
59. Deráziós völgy. Többnyire teknő vagy tál alakú, homorú lejtőkkel határolt, sok esetben völgytalp nélküli hosszanti térszíni mélyedések. Legfontosabb geomorfológiai jellemvonásuk, hogy sem medrük, sem állandó vízfolyásuk nincsen, s völgyfőjük jelentősen /páholyszerűen/ kiszélesedik. Kialakításukban a deráziós folyamatok /geliszoliflukció, felszíni leöblítés, csuszamlások stb./ és a lineáris erózió együttes tevékenységének van elsőrendű fontossága.
60. Deráziós fülke. Kerekded és oválisan tál formájú jelenkori kisformák, amelyek többnyire a deráziós völgyek völgyfőit és oldallejtőit hálózzák be. Kialakításukban a felszíni leöblítés és a vonalas erózió mellett az antropogén tényezőknek is jelentős szerepük van.

VI. TÓPARTI FORMÁK

61. Tavi turzás. Alacsony, lapos partokon hullámmorajlással felépített, keskeny törmelékgátak. Anyaguk tulnyomóan abráziós eredetű törmelék /homok, kavics stb./.
62. Tavi abráziós terasz. Magas, meredek partokon a hullámverés és a hullámmarás hatására, az abráziós partfal fokozatos hátrálásával kialakult keskenyebb–szélesebb párkánysík. Mindkét tóparti forma a tó egykori legnagyobb kiterjedését és legmagasabb vízállását jelző fosszilis partiszinlő.

VII. KARSZTOS FORMÁK

A mészkő sajátos lepusztulása a "karsztosodás", amelynek eredményeként a mészkőhegységekben jellegzetes karsztos formák és képződmények alakulnak ki. A karsztosodás folyamata a mészkő oldhatóságán alapul. Alapvető feltétele még a litoklázisokkal, repedésekkel sűrűn behálózott kőzet nagyfokú vizáteresztő-képessége, az oldás következményeként jelentkező mállástermék hiánya és a kőzet állékonysága, szilárdsága.

A karsztformák tulnyomó többsége /szárazvölgy, szurdokvölgy, korróziós mélyedés, víznyelő, dolina, zsomboly, uvala/ negatív felszíni forma, s csak a karrosodott lejtők és a kiemelt mészkőplatók tartoznak a pozitív formák közé.

A karsztosodás nemcsak a felszíni domborzatra és formakincsére, hanem a mészkőterületek gazdasági életére is jelentős befolyással van. A felszíni vízfolyások hiánya és a talajtakaró gyenge termékenysége miatt a mészkőterületek településhálózata rendkívül gyér. Ugyanakkor felszín alatti rejtett vízben, karsztvízben rendkívül gazdag. Gazdasági jelentősége főleg a bányászatban /kőszén/, a kitűnő ivóvíznyerésben /karsztvíz/, a gyógyászatban /a barlangok regeneráló hatása/ és az erdőgazdálkodásban számottevő.

63. Szárazvölgyek. Eredetileg felszíni eróziós völgyként alakultak ki vastag málladéktakaróval borított mészkőfelszíneken. Később a hegység megemelkedése következtében a mészkő üledékes takarója lepusztult, a karsztvíz mélyebbre szállt, s ezáltal a hajdani eróziós völgyek víz nélkül maradtak. Ma karsztos szárazvölgyek, aszók.
64. Szurdokvölgyek. Keskeny, nagy mélységű, meredek falu felsőszakaszjellegű eróziós völgyek. Akkor alakulnak ki, ha a lejtőletarolódás gyengébb mint a folyó mélyítő eróziója. A keskeny szurdokvölgy kialakulhat azonban tektonikus törések mentén is /hasadékvölgy/.

65. Korróziós mélyedések. A víz oldó hatása következtében kialakult lapos /1-2 dm/ térszíni mélyedések a karsztos mészkőfelszineken.
66. Viznyelők. Kémiai erózióval /oldással/ kitágított, domboru lejtőjű, tölcészerű, függőleges közethasadék /ponor/ karsztos felszineken. Fő jellemzője, hogy határozott vízgyűjtője van, s mindig vizet vezet a mélybe. A hasadékok további tágulásával a berogyások során a viznyelő dolinává szélesedhet.
67. Dolinák. Többnyire kerekded, tálformájú mélyedések a mészkőfelszineken. Átmérőjük általában 50-200 m, mélységük 10-20 m. Néha egyesével, máskor csoportosan fordulnak elő. Keletkezésük a mészkő oldásán alapul. A függőleges hajszálrepedésekkel és hasadékokkal behálózott kőzetben a víz oldó hatása eredményeként a felszín alatt a mészkő állékonysága meggyengül, s végül a kőzetanyag nyomására berogyások keletkeznek: ez a rogyott dolina. A rogyott dolina fenekén viznyelő is lehet. A legtöbb dolina egyben viznyelő is /bujtató, ponor/. Rajta kívül vannak ún. szakadékdolinák is.
68. Zsombolyok. A felszínről a mélybe levezető és fokozatosan kiöblösödő, közel függőleges kürtőszerű formák /kürtőzsomboly/. Legfontosabb ismervük, hogy kivétel nélkül vízszintes barlanghoz kapcsolódnak, a barlang mennyezetén nyílnak. Továbbá a felszínen nincsen vízgyűjtőjük, s aljukon mindig törmelékfelhalmozódás van. Kialakulásuk problematikus: keletkezésüket a víz oldó hatásával és mechanikai folyamatokkal hozzák kapcsolatba. Méretük tekintélyes lehet: a vecsebükki zsomboly 10-15 m átmérőjű és 113 m mélységű.
69. Uvalák. Karsztos hegységek, platók felszínén kialakult hosszanti térszíni mélyedések, amelyek valószínűleg egybeolvadt rogyott dolinák sorozatából állnak. A bennük helyet foglaló dolinák körvonalai helyenként még ma is élesen kirajzolódnak.

70-71. Barlangok. A víz oldásával és felszín alatti normális erózióval kialakított kisebb-nagyobb üregek /karsztos formák/ a karszt belsejében. A mészkő repedésein és a víznyelőknél beszivárgó csapadékvíz a kőzet belsejében tágítja a réseket. A rések, járatok az oldás és a földalatti normális erózió nyomán állandóan tágulva a karszt belsejében ágas-bogas barlangrendszer kialakulásához vezetnek.

Ahol a csapadékvíz vagy a nem karsztos területekről érkező patakok vize a víznyelőn át eltűnik, ott bujtató barlang, ahol pedig a barlang patakja a felszínre lép, ott forrásbarlang/70./ képződik. A barlangfejlődés során a két barlang egyesüléséből új minőségi forma alakul ki: az átmenő barlang. Az átmenő barlang fenekén minden esetben patak folyik.

Ha a karsztos hegység emelkedésével a barlangi patak bevágódása nem tud lépést tartani, vize a karsztvíz regionális süllyedése következtében mélyebb szintre száll. A mélyebb szinten új barlang képződik, a régi pedig szárazon marad /szárazbarlang, 71./ és emeletes barlangrendszer keletkezik. Az átmenő barlangok többsége ezt a típust tükrözi /teraszos barlangrendszer/. Ilyen az Aggteleki- és az Abaligeti-barlang is.

A barlangi patakok vízének mélyebb szintre szállásával egyidejűleg megkezdődik a szárazra került járatok pusztulása /mésztufa és cseppkőképződés/.

72. Karrosodott lejtők. Kopár és gyér növényzetű lejtős felszíneken az időszakos vízfolyások /záporpatakok/ és az olvadó hó a mészkő oldásával és mechanikai erózióval sűrű barázdákat mélyítenek a felszínbe. A mélyülő barázdák között éles tarajos gerincecskék, ún. korróziós karrok képződnek. Az eredmény a karrmező kialakulása, a folyamat pedig a karrosodás.

73. Mészkőplatók. A mészkőhegységek általános lepusztulása során kialakult karsztos tönkfelületek, amelyek a felszíni vízfolyások és a völgyelések hiánya következtében – tehát

a felszín igen gyenge ütemű letarolódása miatt – épen maradtak. Ugy is lehet mondani, hogy az ép tönkfelületeket a karsztosodás konzerválta.

74. Karsztos formák általában. A 63–73. pont alatt tárgyalt formák általában, amelyek ábrázolására a térképen egyezményes jelkulcsot alkalmazunk.
75. Völgytorzók. Lefejezett, víz nélkül maradt folyóvölgyek elsorvadt hajdani völgyszakaszai.
76. Löszdolinák. Többnyire hosszanti tengelyű, ovális alakú térszíni mélyedések a löszös területeken. Átmérőjük /2,0–300 m/ és mélységük /0,5–6,0 m/ igen változó. Kialakulásukban a lösz CaCO_3 tartalmának oldásán alapuló karsztos szuffózió mellett a kőzetanyag makroporozitásának van nagy szerepe.

VIII. HOMOKFORMÁK

A szél felszínalakító munkája a defláció. A defláció tulnyomóan felületi /areális/ tevékenység, csak a félig kötött futóhomocterületeken nyilvánul meg esetenként lineáris folyamatként.

A jelkulcsban szereplő homokformák a szél felszíni pusztító ill. építő munkájának eredményeként alakulnak ki. Ha a szél munkaképessége pozitív, akkor a szél magával ragad és elsöpör minden általa megmozgatható apró kőzetet /homok, por/, s ezen felül szállított hordalékával marja, pusztítja a felszínt. Ha viszont munkaképessége negatív, akkor a szél hordalékát lerakja, s építő tevékenységet fejt ki.

A szél munkaképessége a szél erejétől, gyorsulásától és szállított hordalékától függ, de befolyásolja azt még a talaj nedvessége és a felszín növényzettel való borítottsága is. A munkaképes szél, a felületileg ható szélerezio szelektive /válogatva/ pusztít, s amellet még hordalékával is támadja a felszínt: ez a szélmarás /szélkorrázio/. Hordalékát, amit többnyire lebegtetve és ugráltatva szállít tova, szélfujta homoknak, szép magyar szó-

val futóhomoknak nevezzük. Jellemzője, hogy a homokszemek bizonyos távolság megtétele után gömbölyűvé válnak.

A szél által kialakított homokformák lehetnek deflációs és akkumulációs eredetűek.

A félig kötött homokterületeken a deflációs formák a maradékgerincek kivételével mind mélyített /negatív/ formák. Jellegzetesebb képviselőik: a szélbarázdák, a deflációs mélyedések és a széllyukak.

A szél akkumulációs munkája tulnyomóan a futóhomok felhalmozásában, ill. a különböző típusu buckák kialakításában áll: gyakoribb formáik a garmadák, a parabolabuckák és a lepelhomokok.

77. Szélbarázdák. A vonalas szélerózió működésének eredményeként kialakult meder, ill. völgyszerű hosszanti mélyedések a félig kötött homokfelszineken. Olyan helyen alakulnak ki, ahol a felszint védő növénytakaró hiányzik vagy megsérült. A sérült helyen az uralkodó munkaképes szél megtámadja a felszint, elhordja a homokot, és hosszú egyenesvonalu barázdát váj a homokfelszínbe. Ezt lassan növeli és mélyíti, s a kifuvott homokot a szélbarázdák végén garmadákban halmozza fel. Lényeges ismervük, hogy oldallejtőik meredekek, csaknem függőlegesek.

78. Lapos deflációs mélyedések. A felületileg ható szélerózió /és szélmarás/ szelektív letarolása következtében kialakult kisebb-nagyobb térszíni mélyedések /deflációs mélyedés, deflációs medence/. Főleg ott alakulnak ki gyakrabban és nagyobb számban, ahol a deflációs felszint váltakozva puhább és keményebb kőzetek építik fel. A puhább kőzetek helyén ui. a szél deflációs mélyedéseket váj. A deflációs mélyedés lehet kicsi, de lehet nagy is /deflációs medence/: mivel a deflációnak a talajvizszint az eróziós terminánsa, a szabad defláció a tenger szintjénél mélyebb térszint is kikotorhat /depresszió/. Fontos ismervük, hogy zártak és lefolyástalanok. Alakjukat sokkal inkább a puhább kőzetek elterjedése szabja meg, mintsem a szél iránya.

79. Széllyukak. Szélerózióval kialakított kicsiny, kerekded mélyített /negatív/ formák a félig kötött homokfelszineken. Genetikailag a szélbarázdákkal rokon képződmények, amennyiben a szélbarázdák kezdeti fejlődési stádiumában megrekedt formákként értelmezhetők. Mindenesetre kialakulásuk gyors folyamatként megy végbe: a sérült homokfelszínbe lyukat váj a szél, s a talajvíz közelsége miatt gyorsan lábra kapó növényzet konzerválja a negatív formákat. A talajvízszint állásától függően a széllyukakat időszakosan tölti ki. Kialakulásukat mások forgószéllel hozzák kapcsolatba.
80. Maradékgerincek. Szélbarázdákkal sűrűn tagolt homokfelszineken, két szomszédos szélbarázda között az eredeti felszínnek a szél irányában hosszan elnyúló gerincek formájában maradnak meg, amelyeket Cholnoky után maradékgerinceknek nevezünk.
81. Garmadák. A szélbarázdákból kifujthomokból épült felhalmozódási formák a barázdák végében. Alakjuk és lejtőviszonyaik egyeznek a parabolabuckákéival. Tehát a külső domború oldal lejtői a meredekebbek, a belső homorú szélverte lejtők pedig lankásabbak. Mivel a növényzet gyorsan megköti a homokot /főleg a külső szélárnyékos lejtőn/ a garmadák a szélbarázdák szerves részévé válnak.
82. Hosszanti garmadabuckák. Szélbarázdájuktól elszakadt, hosszan elnyúló ovális alaku homokformák a félig kötött futóhomokfelszineken. Anyaguk teljes egészében a barázdákból származó szélfujta homok, tehát akkumulációs formák. Jellemzőes alakrajzi vonásuk, hogy az uralkodó széliránnyal /leggyakrabban ÉNy-DK-i/ megegyezően helyezkednek el, s oldallejtőik a maradékgerincekénél lényegesen lankásabbak /10°/.
83. Parabolabuckák. A félig kötött homokterületek alapformái, amelyek sok hasonlóságot mutatnak a garmadákkal. Alakjuk kifli forma, karjaik az uralkodó munkaképes szél irányával

szembe néznek. Sajátos formájuk a szél, a homokmennyiség és a növényzet párharca eredményeként alakul ki. Külső szélárnyékos lejtők a meredekebbek /33–35°/ – ezt a növényzet megköti – a belső szélverte oldal lejtői enyhébbek, menedékesebbek /15–25°/ és csupaszok. Rajtuk semmiféle növényzet nincs! Mozgásuk igen lassu! Humidusabb klímában a forma fosszilizálódik és pusztulásnak indul.

84. Lepelhomokok. Az alsószakaszjellegű szél által tova mozgott és lepelszerűen szétteretett vékony, néhány dm vastag homoktakaró. Anyaguk többnyire a hordalékkup-felszínekről, a szélbarázdákból és a folyók kisvízi medreiből származik. Gyakran teraszokra települnek.

IX. ANTROPOGÉN FORMÁK

A társadalmi tevékenységgel kialakított mesterséges formákat, ill. létesítményeket /település, ut, vasut, külszíni bányák/, valamint a természetes felszinalakító folyamatok és az antropogén hatások közreműködésével létrejött felszinformákat /mélyutak, állteraszok/ soroljuk ebbe a csoportba.

85. Települések. A községek, városok beépített területeit ábrázolja a térkép alaprajzuk szerint. Jóllehet mint technogén felszínnek is jelentőségük van, elsősorban a mérnök-geomorfológiai térképen való helyes topográfiai tájékozódást hivatottak elősegíteni.
86. Utak, vasutak. A felszíni domborzatot tagoló, helyhez rögzített vonalas antropogén létesítmények, amelyek szintén a térképen való jó tájékozódást szolgálják.
87. Mélyutak. Többnyire függőleges falakkal határolt, mező- és erdőgazdasági harmad- és negyedrendű utak. Kialakulásukban a felszint borító kőzetanyag fizikai-kémiai tulajdonságai mellett a vonalas erózióknak és a gazdasági élet felszinformáló szerepének van elsődleges fontossága. Leggyakrabban

a határba vezető forgalmas dűlőutak alakulnak át mély-
utakká. Lössös területeink leggyakoribb lepusztulásfor-
mái a lössmélyutak.

88. Álteraszok. A lejtőleöblítéssel együttjáró talajeróziós
folyamatok és az intenzív mezőgazdasági művelés hatására
kialakult teraszszerű antropogén formák. Leggyakrabban
a szőlőparcellák és a szántóföldi művelés alatt álló te-
rületek, ill. a szántók és az erdős területek határvona-
lain alakulnak ki. Általában 1–5 m magasak.
- 89–92. Külszíni bányák. A külszíni bányászat által kialakított
mesterséges mélyített /negatív/ térszíni formák. A homok
és kavicsbányák, a téglagyári agyaggödörök, valamint a
különböző állapotban levő kőfejtők tartoznak ide.

IRODALOM

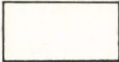
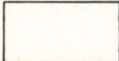
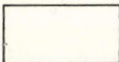
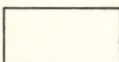
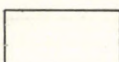
- ÁDÁM L. 1966. A Tolnai-dombság deráziós völgyei. – Földr. Ért.
15. 4. 449–472.
- ÁDÁM L. 1967. Suvadásos formák a Tolnai-dombság löszös terüle-
tein. – Földr. Ért. 16. 2. 133–149.
- BORSY Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza Bp. Akad. K. 227.
/Földrajzi monográfiák. 5./
- BORSY Z. – MOLNÁR B. – SOMOGYI S. 1969. Az alluviális medence-
sikságok morfológiai fejlődéstörténete Magyarországon.
– Földr. Közl. 17. 3. 237–257.
- BULLA B. 1954. Általános természeti földrajz. 2. köt. Egyetemi
tankönyv. Bp. Tankönyvk. 424.
- BULLA B. 1958. Néhány megjegyzés a tönkfelszínek kialakulásának
kérdésében. – Földr. Ért. 7. 3. 257–274.
- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszín formáinak ismerete./Morfológia./
Bp. Egyet. Ny. 296.
- JAKUCS L. 1971. A karsztok morfogenetikája. Bp. Akad. K. 310.
/Földrajzi Monográfiák 8./
- KÁDÁR L. 1954. A szél felszínalakító munkája. – BULLA B.: Által-
ános természeti földrajz 2. köt. Bp. Tankönyvk. 206–254.
- KÁDÁR L. 1954. Az eróziós folyamatok dialektikája. – Földr.
Közl. 2. /78/ 2. 107–126.

- LÁNG S. 1938. Folyóterrasztanulmányok. – Földt. Közl. 68. 4-6. 110-130.
- LÁNG S. 1949. A terasz képződések. – Hidr. Közl. 29. 9-10. 267-276.
- LEÉL-ÖSSY S. 1952. A barlangok osztályozása. – Földr. Ért. 1. 1. 130-137.
- LEÉL-ÖSSY S. 1957. A Budai-hegység barlangjai. – Földr. Ért. 6. 2. 155-169.
- LOVÁSZ GY. 1964. Geomorfológiai tanulmányok a Dráva-völgyben. – MTA Dunántuli Tud. Int. Értekezések. 1963. 67-111.
- MAROSI S. 1965. A deráziós völgyekről. – Földr. Ért. 14. 2. 229-242.
- MAROSI S. 1967. Megjegyzések a magyarországi futóhomok-területek genetikájához és morfológiájához. – Földr. Közl. 15. 3. 231-255.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Bp. Akad. K. 345. /Földrajzi monográfiák. 3./
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi /pediment/ felszínnek a magyarországi középhegységekben. – Földr. Közl. 11. 3. 195-212.
- PÉCSI M. 1971. Geomorfológia mérnökök számára. A felszínformáló exogén erők dinamikája. Bp. Tankönyvk. 242.
- PÉCSI M. – SZILÁRD J. 1969. Az elegyengetett felszínnek főbb kutatási és nomenklaturai problémái. – Földr. Ért. 18. 2. 153-176.
- PINCZÉS Z. 1957. Az Eger-völgy problémái. – Földr. Ért. 6. 1. 29-43.
- PINCZÉS Z. 1960. A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza. Kandidátusi értekezés. Kézirat.
- SOMOGYI S. 1974. Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán 1782-1950 között térképfelvételek tükrében. – Földr. Ért. 23. 1. 27-36.
- SZABÓ J. 1982. Gondolatok a csuszamlásos folyamatok általános jellemzéséhez különös tekintettel az osztályozás kérdéseire. – Acta Geogr. Debrecina 20. 1981. 83-114.
- SZÉKELY A. 1954. A Zagyva völgy geomorfológiája. – Földr. Ért. 3. 1. 3-25.
- SZÉKELY A. 1958. A Tarna-völgy geomorfológiája. – Földr. Ért. 7. 4. 389-417.
- SZILÁRD J. 1965. A külső-somogyi meridionális völgyek. – Földr. Ért. 14. 2. 201-227.
- SZILÁRD J. 1965. A magyarországi periglaciális deráziós völgyképződés egyes kérdései. – Földr. Közl. 15. 3. 225-237.



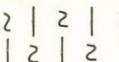
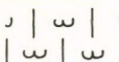


1 x — 420.

MÉRNÖKGEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉP JELKULCSA
















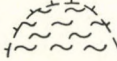

I. LEJTŐKATEGÓRIÁK

1		0–2,5°
2		2,5–5°
3		5–15°
4		15–30°
5		35° <

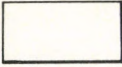
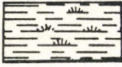

II. LEJTŐK ÁLLAGA

6		Stabilis lejtő
7		Labilis (instabil) csuszamlásos lejtő
8		Csuszamlásveszélyes lejtő
9		Aktív csuszamlásos lejtő
10		Törmelékmozgásos lejtő
11		Barázdás eróziós lejtő
12		Határozott lejtőszög-változás

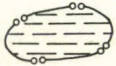


III. HEGYIDOMTANI FORMÁK

- 13  Fennsík (300 m tszf.)
- 14  Alacsony fennsík (200 m tszf.)
- 15  Sasbérc
- 16  Hegygerinc (300 m tszf., szélessége < 100 m)
- 17  Alacsony gerinc (150 m tszf., szélessége < 100 m)
- 18  Hegyhát (300 m tszf., szélessége > 100 m)
- 19  Völgyközi hát (150 m tszf., szélessége > 100 m)
- 20  Lejtőpihenő
- 21  Hegylábfelcső, hegláblejtő
- 22  Hegyláblepcső
- 23  Természetes tereplépcső
- 24  Kőbérc
- 25  Tanuhegy (eróziós–deráziós)
- 26  Dombtető
- 27  Hegytető
- 28  Erodált síkok
- 29  Nyereg


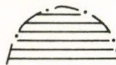


IV. AKKUMULÁCIÓS FORMÁK ÁLTALÁBAN

- 30  Ártéri sík általában
- 31  Vizenyős területek (laposok) általában
- 32  Ártérnél magasabb síksági felszínek általában

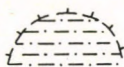
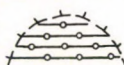
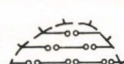




Alacsony teraszok

- 33  I/b. terasz
- 34 II/a. sz. terasz
- 35  II/b. sz. terasz
- 36  III. sz. terasz




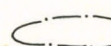
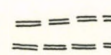
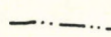

Magas teraszok

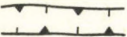
- 37  IV. sz. terasz
- 38  V. sz. terasz
- 39  VI. sz. terasz
- 40  VII. sz. terasz

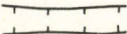
Idős hordalékkúpok maradványfelszíne


- 41  Idős hordalékkúp 125–160 m tszf.
- 42  Idős hordalékkúp 160–180 m tszf.
- 43  Idős hordalékkúp > 180 m tszf.
- 44  Lejtőalji törmelékkúp
- 45  Medencetalpi törmelékkúp
- 46  Lejtőoldali törmelékkúp
- 47  Gravitációs törmelékkúp

V. MEDREK – VÖLGYEK


- 48  Eróziós vízmosások (< 2 m)
- 49  Eróziós árkok (> 2 m)
- 50  Meredek partú patakmeder
- 51  Kisebb vízfolyások elhagyott medrei
- 52  Jelenkori holtágak
- 53  Meander maradvány
- 54  Eróziós völgy (> 20 m mély)


55  Eróziós völgy (> 20 m mély)

56  Lapos, széles eróziós völgy

57  Kisebb medencetalp pereme

58  Eróziós–deráziós völgy

59  Deráziós völgy


60  Deráziós fülke

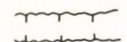
VI. TÓPARTI FORMÁK


61  Tavi turzás

62  Tavi abráziós terasz

VII. KARSZTOS FORMÁK

63  Szárazvölgy






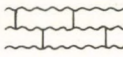


64  Szurdokvölgy

65  Korróziós mélyedés

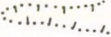
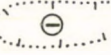






66  Víznyelő (aktív)

67  Dolina


68  Zsomboly

- 69  Uvala
- 70  Forrásbarlang
- 71  Szárzasbarlang
- 72  Karrosodott lejtő
- 73  Mészköplató
- 74  Karsztos formák általában
- 75  Völgytorzó
- 76  Löszdolina

VIII. HOMOKFORMÁK

- 77  Szélbarázda
- 78  Lapos deflációs mélyedés
- 79  Széllyuk
- 80  Maradékgerinc
- 81  Garmada
- 82  Hosszanti garmadabucka
- 83  Parabolabucka
- 84  Lepelhomok

IX. ANTROPOGÉN FORMÁK

- 85  Település
- 86  Út, vasút
- 87  Mélyút
- 88  Áterasz
- 89  Külszíni bánya művelés alatt
- 90  Időszakosan művelt bánya
- 91  Külszíni bánya felhagyott
- 92  Feltöltött bánya

FELSZINMOZGÁSOS DOMBORZAT GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉSE

Pécsi Márton

A csuszamlásos, ill. tágabb értelemben vett felszínmozgásos domborzat térképezése tulajdonképpen a mérnökgeomorfológiai térképezésnek egyik speciális céltérképezése.

Előfordulnak olyan geomorfológiai körzetek, ahol a tömegmozgásos folyamatok gyakoriak, időszakosan visszatérő jelenségek. A tömegmozgások által károsított területek korábban többnyire csak a konkrét károsodások esetén kerültek felmérésre. Napjainkban a felszínmozgásos területek számbavétele az építésföldtani előtervezés szempontjából került napirendre. A felszínmozgásos területek részletes vizsgálatának és térképezésének célja, hogy a tömegmozgásos folyamatokat előidéző természeti és antropogén tényezőket feltárjuk és megállapítsuk a tényezők okozati összefüggéseit.









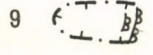


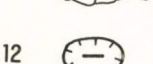
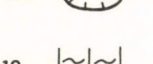



Fontos célkitűzés továbbá, hogy a felszínmozgásos formák típusaik szerint csoportosítsuk, ill. osztályozzuk. A típusok ismerete nyújt lehetőséget a legmegfelelőbb műszaki beavatkozás alkalmazására és a domborzat állékonyságának biztosítására /PÉCSI M. 1970, 1971/.


A csuszamlásos formák részletes osztályozása és minősítése gyakorlati célu feladat.

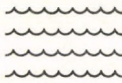
A felszínmozgásos domborzat térképezésének a jelkulcsa alapvetően hasonló a mérnökgeomorfológiai térképezés ide vonatkozó jelkulcsához, de a felszínmozgások folyamatait és formáit részletesebben ábrázolja. Éppen ezért a felszínmozgások által sujtott terület jellegének és a csuszamlásos formák típusainak megfelelően esetenként sajátos speciális jelkulcsot alkalmaz /1. ábra/.


1. ábra.


FELSZÍNMOZGÁSOS DOMBORZAT GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPÉNEK JELKULCSA

- | | | |
|----|---|---|
| 1 |  | Kőzetomlás, veszélyes lejtő |
| 2 |  | Kőzetomlás halmaza |
| 3 |  | Földomladék |
| 4 |  | Földomlás fészke |
| 5 |  | Gravitációs törmelékkúp |
| 6 |  | Kőpergéses garat |
| 7 |  | Hegycsuszamlás halmaza |
| 8 |  | Hegycsuszamlás szakadás frontja |
| 9 |  | Szőnyegszerű rétegcsuszamlás |
| 10 |  | a Szeletes földcsuszamlás szakadás frontja (a) |
| |  | b Szeletes földcsuszamlás halmaza (b) |
| 11 |  | a Suvadás szakadás frontja (a) |
| |  | b Suvadás nyelve (b) |
| 12 |  | Csuszamlás és suvadás halmazok közötti kis medencék |
| 13 |  | Időleges nyugalomban lévő csuszamlásos ill. suvadásos lejtő |
| 14 |  | Csuszamlásra hajlamos (csuszamlásveszélyes) lejtő |

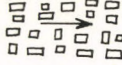
15  Régi csuszamlásos, hullámos felszín


16  Aktív csuszamlásos lejtő

17  Földfolyásos földcsuszamlás

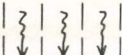
18  Talaj-, sár-, iszapfolyás

19  Kőtenger

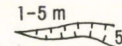
20  Kőfolyás

21  Törmelék lassú mozgása gyeptakaró alatt

22  Törmelékmozgás általában

23  Lejtőleemosás

24  Barázdás erózió

25  Árkos erózió

26  Horhos,

Magyarországon a felszínmozgásokkal károsított domborzat főként a laza agyagos, löszös üledékekből álló területeken, főleg a hegyláb felszíneken gyakori. Sajátos felszínmozgásos jelenségek alakultak ki az alföldi Duna jobb partján, ahol a Mezőföld vas-tag lösztakarója a pannóniai üledékekre települve meredek eróziós parttal végződik a Duna ártere felé. Továbbá a Tolna-Baranyai-dombság Duna által erodált szegélyén /PÉCSI M. – SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1979/.

A tömegmozgások formáinak, típusainak vizsgálata alapján megállapítható, hogy a kiváltó feltételek között minden területre vannak általános érvényű tényezők, de vannak lokális, csak egy tájegységre jellemző egyedi feltételek is.

A csuszamlásos formák és folyamatok területi eloszlását és azok típusait főként a lokális tényezők határozzák meg.

Az éghajlati ill. az időjárási tényezők a tömegmozgások periódusát, időbeli kiváltódását befolyásolják, ill. szabják meg.

Ma már egyre több országban rendelkezések vannak arra, hogy a nagyobb műszaki létesítmények telephelyeinek biztonságos kijelölésekor előzetesen fel kell mérni, hogy a domborzaton az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében, ill. a beépítés hatására milyen változások várhatók. A gondos telephely-kiválasztás érdekét szolgáló előkutatás lehetőséget nyújt a népgazdaság számára meddő kiadások elkerülésére, amelyek a környezetfelmérés hiánya folytán oly gyakran bekövetkeznek.

A FELSZINI TÖMEGMOZGÁSOK CSOPORTJAI

A jelenkori tömegmozgások egyes típusainak, mechanizmusának beható megfigyelése a közelmúltban került előtérbe a nagyobb műszaki létesítmények helykiválasztása ill. védelme érdekében. A felszíni tömegmozgások típusait az alábbiakban foglaljuk össze.

I. Kőzetomlások néhány típusa

1-2. Rendszeres kőzetomlás. A meredek sziklás lejtőkön a legtöbb kőzet repedezett; a kőomlásveszélyes helyeken a meg-

lazult kőzetdarabok és az aprózódástermékek egyensúlyukat veszítve egyszerű gravitációs kőzetomláshalmazt hoznak létre /1. ábra/2. jel/. A nagyméretű kőzetomladékokban a folytatódó aprózódás és a szemcseközi surlódás kritikus határértékének túllépése miatt tovább mozog a kőzet, s törmelék-omlások és száraz kőfolyások lépnek fel /1. ábra/. A mozgás lehet szezonális, ez esetben a tavaszi hóolvadás idején a nedvesedés és fagyváltozékonyság a meredek sziklafalakon és a törmelékben nyirófeszültséget okoz, és ismétlődő omlásokat vált ki.

Periodikus omladozás következik be akkor, ha a kőzet-törmelék a lejtőn a maximális 35° -os meredekséget eléri, és a törmelékfelszínre újabb jelentős kőhulladék érkezik. De ugyanezt a hirtelen folyamatot a törmelék felszíne alatt végbemenő rendkívül erős fagyás-olvadás, vízmozgás is előidézheti.

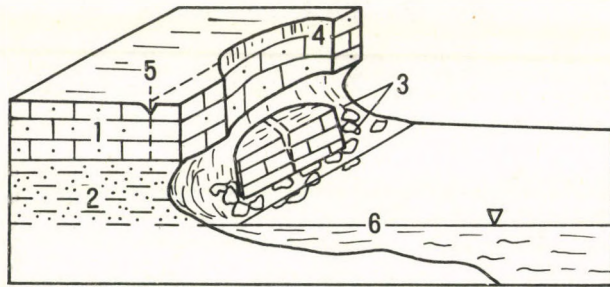
3-4. Földomlás. Gyakori és rendszeres helyei a tavi, tengeri hullámverés vagy folyókanyarulatok által alámosott meredek partok /1. ábra/3., 4. jel/. A földomlás periodikus bekövetkezése a meredeken alámosott folyó- és tengerpartokon megfigyelések alapján többnyire kiszámítható. A kőzetomlás gyakoriságát az eróziós ill. abráziós alámosás üteme és a meredek part morfolitogén tulajdonságai szabják meg.

A meredek partfalak különböző litológiai felépítése szerint változatos kőzet- és földomladékok keletkeznek /1. ábra/3. jel/. A laza agyag, homok és löszös kőzetekből álló meredek partokon az alsó rétegek átnedvesedése miatt gyakori az omlás. Az ilyen laza omladékokat a folyóvíz, ill. a hullámverés könnyebben elszállítja, így az omlás folyamata rövidebb periódusban következhet be, s a leomlott nagyobb szikladarabok és törmelékek hosszabb-rövidebb időre védelmet nyújtanak a meredek partfal további pusztulásának. A korábbi omlások helyét rendszerint karéjos szakadások jelölik /2. ábra/.

Epizodikus lejtő-, ill. földomlást kiválthat a nem elég körültekintéssel végrehajtott víztározóépítés, terep-

rendezés, ut- és vasutépítés, valamint a bevágások és a külszíni bányászat.

- 5-6. A kő- és talajpergés. A kis és közepes szemnagyságu egyszerű gravitációs törmelékmozgás, amely az adott helyen szezonálisan ismétlődik. E folyamat a magashegységekben, ill. a magas szélességek periglaciális övezetében a csupasz sziklafelszíneken, különösen a fagyaprózódásra érzékeny kőzetben /dolomit, durva szemcsés homokkő/ erőteljes. A mérsékelt övben a meredek /35°/ völgyoldalak lejtőin a laza agyagos-lössös kőzeteken, valamint a meredek, természetes vagy mesterséges sziklafalon az aprózódás hatására labilissá vált kőzetdarabok és talajrögök lehullanak, legurulnak, s gravitációs törmelékpuot formálnak /1. ábra/5. jel/. A mozgás a télvégi-tavaszeleji fagyváltozékony időszakban a meredek, csupasz lejtőn a legintenzívebb. Ahonnan a törmelék eltávozik, ott negatív forma, ún. garat képződik /1. ábra/6. jel/.



2. ábra. Parti omlás /Szerk.: PÉCSI M./

1 = márgás homokkő; 2 = homokos, agyagos üledék; 3 = föld-omladék; 4 = omlás fészke; 5 = parttal párhuzamos repedések; 6 = a víz szintje

II. Földcsuszamlások jellege és típusai

E folyamaton nagyobb, rugalmas, szilárd anyagnak /föld- vagy sziklatömegnek/ a gravitációs erő hatására a lejtőről, vagy me-

redék partról való gyors ütemű lecsuszamlását értjük. A tömeg mozgása legtöbbször nyirásos eredetű törés, csuszófelület kialakulásával indul meg, a nyirási felület mentén csuszó jellegű differenciális mozgást végez. Ez a jelentősen összetett és speciális tényezőktől függő tömegmozgás a mérnöki gyakorlat számára az egyik legtöbb problémát okozó jelenség.

A földcsuszamlást elősegítő tényezők:

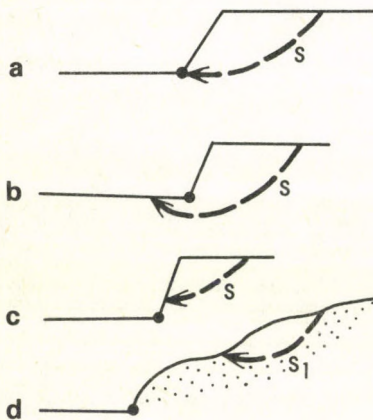
- a/ agyagos kőzetek vagy mélyen elmállott agyagos törmeléktakaró a lejtőn;
- b/ vízszintes vagy ferde dőlésű permeábilis és agyagos üledékrétegek váltakozása a lejtőn;
- c/ a vizeztartalomnak, a víz hidrosztatikai nyomásának, a pórusvíz nyomásának megnövekedése a talajban. A réteg-, ill. talajvíz mozgásának aktivizálódása;
- d/ meredeken alávéssett partok, ill. a lejtőhajlás hirtelen térbeli megváltozása;
- e/ állandó vagy időszakos jégképződés a talajban;
- f/ földrengések, robbantások, mechanikai behatások keltette rezgések a talajban;
- g/ a növénytakaró kipusztítása vagy megváltoztatása a lejtőn, erdőirtás.

E tényezők mindegyike egyszerre egy helyen nem feltétlenül szükséges a csuszamlás kialakulásához. Az "a" ill. "b" jelenléte a "c"-vel kombinációban szükséges tényező, míg a "d-f" tényezők társulása a folyamat különböző típusait határozzák meg.

A lejtőcsuszamlások főként nedves éghajlaton, ill. nedves periódusban, sajátos litogén-morfogén és hidrogeológiai viszonyok között végbemenő folyamatok.

A fenti tényezők különböző kapcsolódásai miatt a földcsuszamlások több formája és üledékeinek változatos összetétele, halmazszerkezete ismeretes. A laza anyagból álló csuszamláshalmazokat a csapadékvizek lemosással elegyengethetik, az átnedvesedés hatására plasztikussá vált földhalmaz maga folyásos mozgást is végez, addig, amíg a lejtőegyensúly létre nem jön, vagyis a csuszamlás időlegesen stabilizálódik. A lejtőcsuszamlásokat tehát esetenként sárfolyás is kísérheti.

A földcsuszamlások osztályozására többféle lehetőség kínálkozik, de a műszaki szempontokat szem előtt tartva az osztályozás alapjául a csuszási felület térbeli geológiai és geometriai helyzetét választottuk. A földcsuszamlásokat a hegyomlástól, a szakadásos lejtőomlás folyamataitól éppen a csuszási felület kialakulása különbözteti meg.



3. ábra. A csuszamlás síkja

/Szerk.: PÉCSI M./

a = talpponti csuszólap; b =
= talppont alatti csuszólap;
c = talppont fölötti csuszólap;
d = magasan a talppont felett;
s = csuszólap nyiródási felszíne;
s₁ = csuszólap rétegfelszínén

A csuszamlásos folyamatok jelentős részénél a csuszólap kialakulását a kőzet geológiai szerkezete előrejelzi, preformálja /pl. a hegycsuszamlás, rétegcuszamlás és a szeletes földcsuszamlás/.

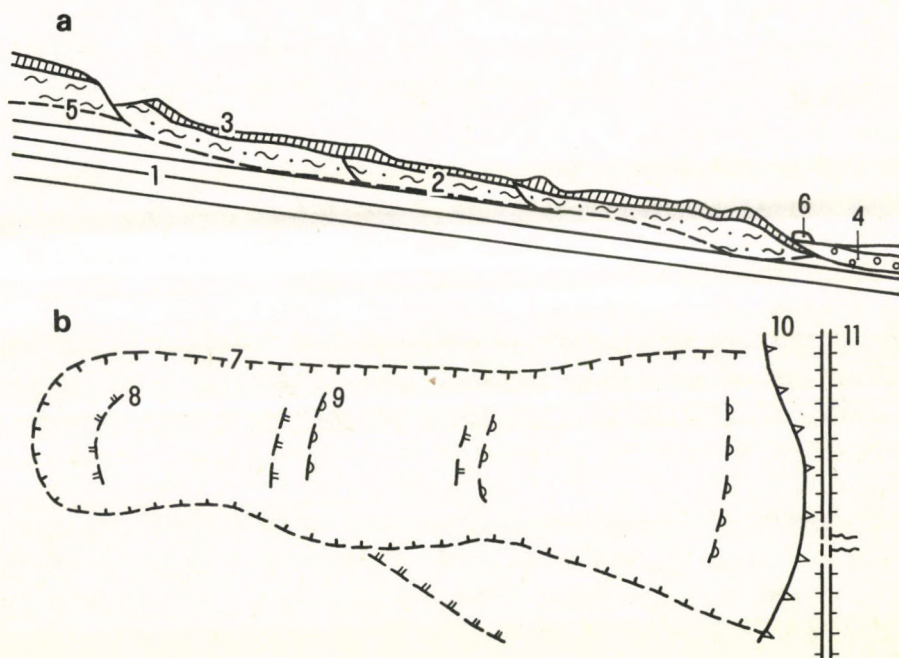
A csuszamlások másik csoportjánál a csuszólap nem a geológiai töréses szerkezet, ill. réteghatárok mentén alakul ki, hanem a nyiródási felületen, magában az agyagos kőzetben /pl. suvadás, csuszásos földfolyás/.

A lejtő-alapponthez ill. helyi erózióbázis szintjéhez viszonyítva a csuszamlás síkja elhelyezkedhet a/ a lejtő talppontja fölött különböző magasságban, b/ a lejtőtalp szintjében, c/ a talppont alatt /3. ábra/.

A csuszási felület kialakulásának lehetősége a folyamat periodikus ismétlődését is kiváltja. Ez a magyarázata az ún. csuszamlásveszélyes helyeknek, lejtőknek, ahol a csuszamlások szemista-

bilizált formáit a kiegyensúlyozatlan hepe-hupás lejtőprofil könnyen elárulja /ez az ún. csuszamlásos topográfia/. Ehelyütt a csuszamlásos folyamatok és formatípusok legfontosabb jellemzőségeit foglaljuk össze.

7-8. Hegy csuszamlás. Egész rétegösszlet csuszamlik meg hirtelen. A csuszási felület meredek, a hegy oldalában magasan helyezkedik el, és csuszamláshalmaza /1. ábra/7. jel/ is katasztrofális méretű. Ez utóbbi a szakadás frontjától /1. ábra/8. jel/ a lábhejtőig több száz, ill. ezer méteres pályán omlásos és szakadásos szakaszok közbeiktatásával mozog.



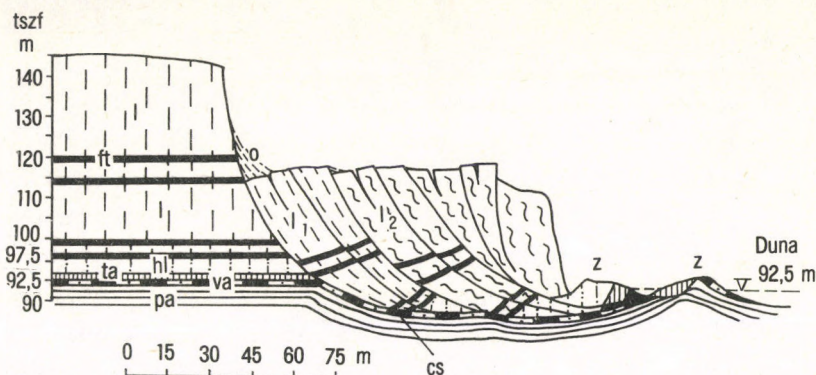
4. ábra. Szőnyegszerű rétegcsuszamlás a lejtővel kb. megegyezően dőlő agyagos üledékeken /Szerk.: PÉCSI M./
a = keresztmetszet; b = geomorfológiai alaprajz; 1 = tömör agyag; 2 = nedvességtároló, csuszamló, homokos agyagréteg; 3 = agyagos, vályogos talaj; 4 = folyami vagy tavi alluvium; 5 = preformált csuszólap; 6 = ut, vasut, töltés; 7 = a csuszamlás határa; 8 = csuszási repedések; 9 = a csuszási halmaz kidomborodásai a lejtőre keresztirányban; 10 = ártér pereme; 11 = ut, töltéssel

A hegycsuszamlás – szemben a lejtőcsuszamlással – ritka jelenség, nem csupán a málladéktakaróra szorítkozik, hanem a hegyet felépítő szilárd réteges közettömeg csuszamlik meg tektonikus törések mentén, vagy a szinklinálisszerűen települt rétegösszlet mozdul el rétegtanilag preformált csuszópályán.

9. Szőnyegszerű rétegcsuszamlás. Abban az esetben alakul ki, ha az agyagos, üledékes réteg a lejtő irányában enyhén dől, amelyre a talajvizvezető homokos agyag vagy málladéktakaró köpenyszerűen borul. Ilyenkor hosszú, de szakadozott csuszási felület képződik, amelynek szöge általában megegyezik az agyag-fekü dőlésével /4. ábra/. Esetenként az üledékek között a vízvezető rétegek megcsapolásával a mozgásveszély csökkenthető, sőt el is háriható. A tömeg mozgása periodikusan a nedves évszakban váltódik ki. A csuszástól veszélyeztetett környezetet a lejtőn geomorfológiai bizonyítékok, köztük a csuszáshalmazok kidudorodásai és a csuszási repedések könnyen elárulják.

A földcsuszamlás fentebb ismertetett alapformái bizonyos esetekben egymással kombinálva is előfordulnak. Regionális földrajzi elterjedésük a humidus tájakhoz kapcsolódik, de a tó- és tengerpartokon, valamint a folyómedrek meredek partjain a száraz övezetekben is honos jelenség.

10. Szeletes földcsuszamlás. A hazai csuszamlások egyik gyakori típusa. Kialakulásának feltételei: 1. Enyhe dőlésű agyagréteg, amely a lejtőalpnál csak alig magasabb fekvésű vagy éppen azzal egyszintű. Az esetek egy részében ezen az impermeábilis és a tulnedvesedés esetén erősen képlékeny agyagos felszínen alakul ki a csuszólap. 2. Az agyagos alapzatra nagyobb vastagságú /10–50 m/, jórészt permeábilis összlet /lössz/ telepszik, amely rendszerint meredek partfalban végződik.



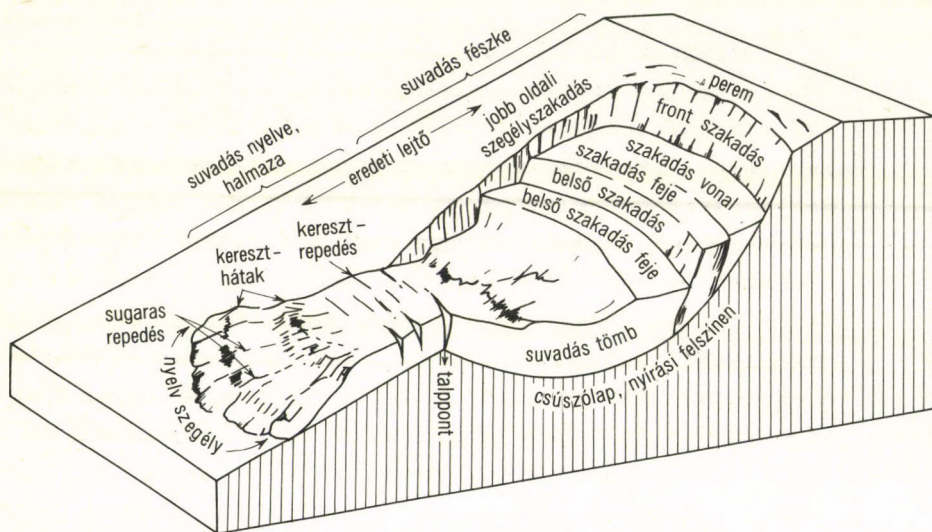
5. ábra. Szeletes földcsuszamlás /Szerk.: PÉCSI M./

l = szálban álló löszösszet; l₁ = frissen megcsuszamlott lösz;
 l₂ = korábbi csuszamlás halmaza; hl = halvány rózsaszínű homo-
 kós lösz; o = omladék; z = a Duna medrétől kitüremlett föld-
 halmaz és pannóniai agyag; ft = fosszilis talajok; ta = sötét-
 szürke agyagos vályogtalaj; pa = pannóniai agyag; va = vörös-
 agyag; cs = csuszólap

Az impermeábilis agyagon a fedő rétegösszet alja időszakonként annyira átmedvesedik, hogy belső kohéziós szilárdsága lecsökken. Ekkor a fedő összet a parttal párhuzamos szeletek mentén megrepedezik és attól részben szeletekben elválik. A partfalhoz még rostos repedések mentén támaszkodó tömszeletek tovább rogyadoznak, miközben az alsó rétegekben a nyomás és az átmedvesedés fokozódik. Ezeknek egy kritikus értékénél az alsó rétegek elveszítik nyomószilárdságukat, hirtelen nyiródást szenvednek. Ekkor néhány keskeny földszelvény egyszerre leszakad, és az agyag felszínén, mint előrejelzett és nedvesített csuszólap, ivesen megcsuszamlik. A földszelvények hatalmas tömegüknél fogva óriási nyomást /ütést/, bonyolult feszültségeket okoznak, amelyeknek következtében a képlékeny agyagos talapzaton lapos ivben bemélyülő csuszási sikt hoznak létre. A megcsuszamlott földhalmaz előterében a csuszás alapzatát képező agyag képlékeny rugalmassága következtében komplex pikkelyes és felboltozódásos szerkezettel kitüremlik /5. ábra/.

11-13. Suvadás. A földcsuszamlások másik, ugyancsak gyakori típusa. E folyamat agyagból, vályogból álló meredek lejtőn megy végbe. A csuszási lap, a szakadási felület mentén a lejtőalaphoz viszonyítva ívelt, felső részében egyre meredekebb homorú, félhengeres görbe mentén alakul ki.

/A "suvadás" az erdélyi Mezőségen a földcsuszamlás gyakori típusának népi elnevezése, melynek az irodalomban már klasszikussá vált jellemzését CHOLNOKY J. /1926/ adta meg./ A suvadás gyakori esetében az agyagösszletre kemény permeábilis réteg, mészkő, homokkő telepszik. A vékony, de kemény takaróréteg alatt az agyag átnedvesedik, rugalmas alakváltozást szenved és a fedő kőzet kontinuitása a peremmel párhuzamosan vagy karéjosan megszakad, vagy megrepedezik. Az erősebb átnedvesedések idején az



6. ábra. A suvadás és a suvadásos formák nevezéktana /VARNES 1958. nyomán kiegészítve/

agyagréteg peremi része – a fedőkőzet vertikális repedéseinek szeletében, ahol maximális nyírófeszültség lép fel – elveszti állékonyságát. Ha a korábbi suvadás halmazának

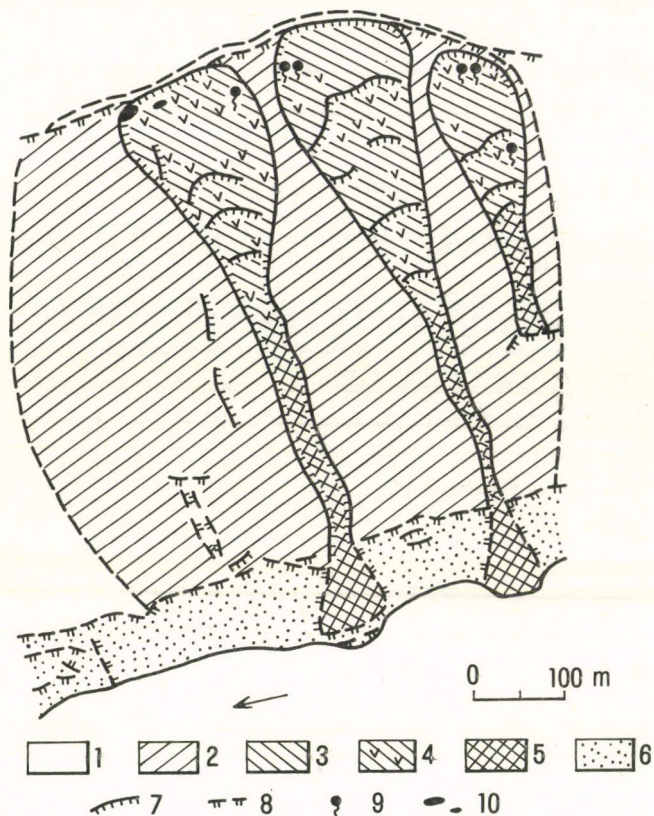
ellensulya nem elegendő az egyensúlyban tartáshoz, akkor karéjos alaprajzu és ivelt csuszási lap mentén újabb nyírási eredetű szakadás – suvadás – képződik. A peremi agyagtömeg a kemény takaró kőzettel együtt, rétegzavarodás nélkül az elszakadási fronttal szembe elfordulva, a nyírási felületen rotációs mozgást végez, "en block", suvad a lejtő aljára /6. ábra/. A lejtőláb szakaszon az egymást periodikusan követő suvadásos tömbök közötti mélyedésekben /1. ábra/12. jel/ időszakos tavak képződhetnek. A CHOLNOKY által hepe-hupásnak nevezett lejtős felszínen a suvadásos halmaz képlékennyé válik, és idővel szétfolyik, elveszti eredeti rétegződését, és a lejtő egyenetlenség lassan mérséklődik. Általában az ilyen felszíneket időlegesen nyugalomban levő csuszamlásos /suvadásos/ lejtő megjelöléssel térképezzük /1. ábra/13. jel/.

Agyagrétegekből álló meredek lejtőn a suvadás jelensége kemény kőzettakaró nélkül is végbemegy. Nagyon gyakori ez a jelenség az agyagos kőzetbe vágott mesterséges rézsűkön is. A nyíródásos csuszólap a talppont alatt, a talpponton és a talppont fölött, a lejtőcsapás mentén több helyen is megismétlődik, tipikus suvadásos domborzatot formálva.

Az aktív suvadás-halmazok mellett az ilyen lejtőkön félig stabilizálódott suvadásos formák is jellegzetesek /1. ábra/14., 15. jel/. Az előbbi tipussal tagolt domborzatot bizonytalan egyensúlyi helyzete miatt csuszamlásveszélyes lejtőnek térképezzük /1. ábra/14. jel/.

16. Aktív, mozgásban lévő csuszamlásos lejtő megjelöléssel térképezzük azokat a lejtőket, ahol valamilyen csuszamlásos tömegmozgás észlelhető, de a mozgás közelebbi típusa nem állapítható meg.
17. Csuszásos földfolyás. A rövid, fészekszerű felület rendszerint a derékajtő felső legmeredekebb részén alakul ki. A csuszáshalmaz hosszú, keskeny vályu mentén szakaszosan csuszik. A közben előtörő talajvizek a már megcsuszott tömeget tovább nedvesítik, miáltal az időnként plasztikus ál-

lapotba kerül, "földfolyás"-sal áthalmazódik a lejtő lábára, és nyelvszerűen szétterül. Felülnézetben gleccser-szerű alaprajzot mutat /7. ábra/.



7. ábra. Földfolyásos földcsuszamlás /Szerk.: PÉCSI M./
 1 = a lejtő egyensúlyban levő része; 2 = jelenleg viszonylagosan egyensúlyi lejtő; 3 = mozgásban levő /nem egyensúlyi/ lejtő; 4 = csuszamlási halmaz területe; 5 = csuszamlási halmaz szállító zónája; 6 = folyóparti ártér; 7 = a jelen csuszamlások szakadékfalainak pereme; 8 = tereplépcső; 9 = források; 10 = csuszamlási mélyedésekben víz;

E típus nagy részénél a kialakulás litológiai feltételét a domboru lejtőt befedő vastagabb /5–20 m/ törmelékes agyagos máladéktakaró, vagy löszös-vályogos rétegek összelete adja. Ez alatt közel vízszintesen települő vizátnemeresztő üledékes kőzet van. A takaró egyes rétegei az alapkőzet közelében víztározók. Morfológiai feltétel: a rétegvíz ill. a talajvíz a lejtőt borító üledékes takarón át, annak felszakadása nélkül, nem tud forrás formájában a felszínre kerülni.

A szivárgó vizek a lejtőtakaró alatt a lejtőderék magasságában egy helyen tulnedvesítik a takaróösszlet mélyebben fekvő réteget. Ebben áll elő a nyiródás és félkörives szakadás. A front mentén rövid szakaszú csuszólapon a takaró kontinuum egyszer megszakad. A csuszásos földfolyás az átlagnál csapadékosabb évszaktokban a felszínről történő átnedvesedés hatására is végbemehet.

Ez a csuszamlás a "földcsuszamlás" és a "földfolyás" /sárfolyás/ komplex jelensége. A mozgás pihenő szakaszokkal évekig is eltarthat, főként a nedves évszakokban. Gyakran egymás mellett csoportosan jönnek létre, közöttük meg nem csuszott lejtősávok, "gerincek" maradnak vissza, amelyek a kiszakadási front környékén elkeskenyednek.

III. Sár-, talajfolyás és kőzettörmelék-mozgás /szoliflukció/

A geomorfológiai irodalom határozott különbséget tesz az állandóan fagyott altalajon végbemenő felszíni tömegmozgások, valamint a mérsékelt övi trópusi talaj-, sár-, kőzettörmelék-mozgás fajtái között. Az előbbit geliszoliflukció, az utóbbit szoliflukció néven jelöli. A két folyamat mechanizmusában és formáiban is lényeges különbség mutatkozik.

A szoliflukció szűkebb értelmezésben a genetikai talajszelvényen végbemenő talajmozgást jelenti, de használatos tágabb értelemben is a különféle képlékeny szilárd anyag "nedves" nem képlékeny "száraz folyásaira" is.

A nem állandóan fagyott talajon végbemenő szoliflukciós mozgásokat mechanizmusuknak és formáiknak megfelelően két kategó-

riába csoportosítjuk: a képlékeny szilárd anyagok "nedves folyásai", valamint a talajnak és a mállott kőzetnek a lejtőn végbemelő nem képlékeny, "száraz folyással" mozgó változatai.

18. Geomorfológiai megjelenési formájuk szerint a talaj-, sár-, iszap és a lápfolyás egymástól eltérő jelenségek, de a felszínmozgásos térképen közös jelük van.

Az iszapfolyás az agyagos üledékes kőzet lejtőin képlékennyé vált anyag időszakos lamináris vagy turbulens mozgása. Az anyag mozgása és felhalmozódása többnyire évszakos, de lehet epizodikus is, mint pl. a lejtős tőzegláp kitörése esetén kialakuló iszapfolyás, amely hűvös-nedves területeken fordul elő. Sár- vagy iszapfolyás sajátos jelensége jön létre a félig száraz tájakon is, ahol a rövid, de intenzív csapadék erősen átáztatja a felszíni agyagos képződményeket. A lejtőszögtől és az iszapos massa képlékenységtől függően a keskeny /0,30-1,0 m/ iszapfolyások sebessége nagyon különböző. A kisebb lamináris-turbulens iszapfolyás sebessége 70°-os lejtőn 50-60 cm/sec. Az iszap- és sárfolyás mint kísérőjelenség a csuszamlások egyes típusainál is működik.

A talajfolyás a sárfolyással rokon jelenség. A mérésékelt égővi tájakon a művelés alatt álló lejtőkön felszíni tömegmozgásos folyamat. Nagyobb esőzések, vagy gyors hóolvadások alkalmával - főleg ott, ahol az időszakosan fagyott talaj még nem engedett fel - a termőtalaj vékony rétege is folyásos állapotba jön. E folyamat az iszapfolyásnál lassabb, de észlelhető.

Műszaki szempontból a mérésékelt övi talaj- és sárfolyásos folyamatok a mesterséges feltárások és utbevégek rézsűin okoznak károkat, továbbá az árkos vízmosásokból a településekbe nyomul be sármassa.

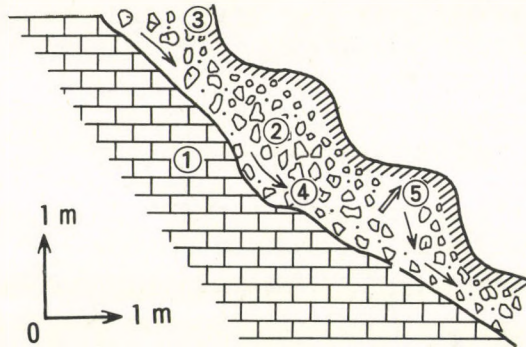
A mesterséges árok meredeken kialakított rézsűinek oldalában a hó télen nagyobb tömegben halmozódhat fel, mint a természetes domborzaton. Ha a lejtő gyeptakaróval nem rendelkezik, vagy az már helyenkint lekopott, az olvadás során az agyag felszíne átnedvesedik, és kisebb sárfolyás

lyásos felületek jönnek létre. Az anyag mozgását a felületi fagyás is elősegíti, mert a napszakosan megfagyó néhány cm vastag agyagréteg a lejtővel párhuzamosan elválík, harántolódik. A rézsű alján levő vízlevezető árok fokozatosan kitöltődik. A rézsű agyagosabb része gyorsabban hátrál a sárfolyás hatására, mint a lejtőt felépítő más rétegekben, így azon egyenlőtlen bemélyülések keletkeznek. Ezek pedig megnövelik a lejtőt lemosó esővíz energiáját, majd együttes hatásuk kisebb omlásos, rogyásos folyamatok létrejöttét segíti elő. E folyamatok a lejtőegyensúly megbontása miatt itt összegeződnek, egymás hatását módosítják, fokozzák. Tevékenységük különösen akkor válik károsá, ha a környezet domborzati adottsága folytán a mesterséges rézsűre felületi lefolyó víz kerül. Továbbá, ha a rézsű alján levő árok jelentősebb részvizgyűjtő levezetőcsatornájává válik, melyben mind az iszapfolyás, mind az árkos erózió extrém módon felerősödhet. Ez utóbbi körülmény időnként elkerüli az utbevágás-tervezők figyelmét.

19-20. Kőtenger, kőfolyás. A fagyaprózódás és fagyemelés termelte kőzettörmelék, kőtenger, kőfolyás keletkezésére a pleisztocénban Európa jégtakaró környéki /periglaciális/ övezetében voltak meg a feltételek. A többször is megismétlődő jeges szakaszok idején a mai középhegységekben is számottevő mennyiségű kőzettörmelék keletkezett, amely a jelenlegi lejtőkön rendszerint fosszilis, stabilizálódott képződmény.

A kőzettörmelékek lassu, "száraz folyása" a 35°-nál kisebb sziklás lejtőkön és a nagyésésű száraz sziklavölgyekben fordul elő. Ebben a helyzetben a kőtömbök az egymásra gyakorolt nyomás, a szezonális felaprózódás, a mállás, a szivárgó vizek és a jégkristályok növekedésének hatására – érintkező felületükön pattogzanak, törnek – egyensúlyi helyzetüket változtatják, s a lejtő irányában lassan elmozdulnak. Ezeknek a "kőfolyamok"-nak, "kőgleccserek"-nek, kőtengerek"-nek évi mozgása csupán 15–60 cm. Főként a magashegységek meredek, száraz völgyeiben és sziklás lejtőin jellegzetesek. E jelenségek maradványai a pleisztocén folyamán periglaci-

ális zónához tartozott középhegységi lejtőkön is számos helyen előfordulnak.



8. ábra. A törmelék lassu mozgása füves talaj alatt /Szerk.: PÉCSI M./

1 = vizzáró közet; 2 = durvább törmelék; 3 = finom törmelék és talaj; 4 = talajviz helyzete, mozgásiránya; 5 = fagyduzzadás és felengedés hatására végbemenő mozgási irányok

21. A talaj, köves málladéktakaró /regolith/ lassu mozgása.

Nagyon elterjedt jelenség a mérsékelt övi hegységi és dombsági lejtőkön. A talajmozgás nem látható, de megfigyelhető és mérhető folyamat. A jelenségre felhívják a figyelmet a fiatal fák törzsének lejtőirányban való elgörbülései, a gyepek lejtők helyenkénti kidudorodásai, vagy kikopásai, szakadozottságai stb. A mozgás ezekből ítélve a gyeptakaró alatt megy végbe. Az eddigi tapasztalatok szerint a talajban a gyeptakaró alatt nedvesen tartott agyagos törmelékben a fagyhatásra növekvő jégkristályok, a talajrészecskéket és a gyeptakaró alatti törmeléket a lejtőre merőlegesen, felfelé megemelik. A fagyfelengedés során a megdagadt talaj, ill. megemelt kőtörmelék a lejtő irányába elmozduló komponens mentén kerül új helyzetbe /8. ábra/.

Ujabbán a talaj lejtőirányba való lassu elmozdulásá-

ban a talajnedvesség szezonális változását tartják elsődlegesnek, azután a fagyás-olvadás hatása, a talajlakó állatok tevékenysége és végül a talajhőmérsékleti változások következménye a fontossági sorrend. Ha a talajnedvesség növekszik a talajban, az agyagok kolloidális duzzadásának hatására a talajfelszín függőlegesen megemelkedik, tartósabb nedvességcsökkenés – kiszáradás – idején a talaj összezsugorodik. E részjelenség következtében a talajszemcsék a nehézségi erő hatására a lejtő irányába is elmozdulni kényszerülnek. A talajszemcsék cikcakkos pályán mozognak lefelé anélkül, hogy a talajtakaróban általános szakadás jönne létre.

A talaj lassu mozgásának hatására az utbevágások támfalai és a kisebb kőoszlopok gyengén deformálódhatnak. Ez a folyamat az állandóan fagyott talaj szoliflukciójához hasonló elemeket is tartalmaz, mint pl. a jégkristályok talajemelő és -nyomó tényezője; de a jelenség egészen más körülmények között a gyeperdőtakaró alatt, rendszerint nagyobb hajlású lejtőkön megy végbe.

A lejtős talaj és regolith lassu, szezonális, viszkózus mozgását /1. ábra/21. jel/ sok tekintetben lassu földcsuszamlásnak is tekintették, amelyben a talajnak, ill. a felszinközeli rétegeknek a súlya okozza a lejtő irányába való lassu elmozdulást. Ez a folyamat azonban nem terjed ki a lejtő egészére, és nem is tud mindenféle talajon végbemenni. Mindenesetre tény, hogy nemcsak erősen agyagos felszinközeli rétegekben, hanem köves, törmelékes talajokban is gyakran észlelhetünk lejtőirányú kampós elvonszolódást /Hackenboden, cambering/. Ez utóbbiakat a törmelékmozgásos lejtő megnevezéssel külön kategóriaként térképezzük /1. ábra/22. jel/.

A málladéktakaró lassu mozgása a lejtőn, a mérsékelt övi törmelékfolyással is rokon, sőt esetenként kombinálódhat azzal is.

IV. Lejtőleemosás, barázdás és árkoló erózió

A lejtőn lefolyó csapadékvíz a legáltalánosabb felszínpusztító és anyagszállító folyamat. Kisebb-nagyobb mértékben csaknem minden éghajlai övben tevékeny hatótényező.

23. Lejtőleemosás. A talajpusztulásnak sok helyen a legdöntőbb tényezője lehet. A mezőgazdasági művelés alatt álló lejtős felszíneken a lefolyási tényező 60% fölé nőhet, ami hektáronként évi $700-800 \text{ m}^3$ // vízfolyást és 80 kg-nál is több szilárd anyag elszállítását okozhatja.

Ha az évi lemosott anyagmennyiséget az időtényezővel a szántóművelés kezdetéig megszorozzuk, jó megközelítő értéket kapunk a talajpusztulás és a lejtőlábak feltöltődésének mértékére vonatkozóan. De hasonló számítást végezhetünk a lejtőfejlődés jövőjére nézve is.

Geomorfológiailag a lejtőderekek talajszelvényének részleges vagy teljes lepusztulásában nyilvánul meg. Ahol a talajszelvény lepusztul, ott foltszerűen vagy sávokban az alapkőzet képezi a felszínt, amely légifelvételekről jól térképezhető. A lehordott talaj a lejtőlábon mint hordaléktalaj halmozódik fel.

24. Barázdás erózió. Tartós esők, záporok és hirtelen bekövetkező hóolvadások a lejtőn néhány cm vagy dm mély barázdákban jelentős mennyiségű szilárd anyagot, talajt mozgatnak. A tömegmozgatás e típusa átmeneti jelenség a spontán anyagmozgás és a mozgó víznek, mint szállító közegeknek a tevékenysége között.

- 25-26. Árkoló erózió. Domságokon, hegylábi zónában, teraszos völgyoldalakon a laza üledékekkel – pl. lösszel – fedett mezőgazdasági művelés alatt álló lejtős felszíneket vizmosásos árkok szabdalják fel 1-15 m mélyen. Hasonló folyamattal alakulnak ki a hosszabb és szélesebb horhosok /1. ábra/26. jel/ is. Helyenként a felszínt olyan sűrűn hálózzák be a kisebb eróziós árkok és a nagyobb horhosok,

hogy az eredeti térszinből alig marad meg valami. Az ilyen terület járhatatlanná és művelhetetlenné válik. E jelenségek jelenkoriak, és legtöbb esetben antropogén behatásra nagyon gyorsan jönnek létre ott, ahol a mezőgazdasági művelés, vagy az uthálózat kiképzése során nem vették figyelembe a felületileg lefolyó víz koncentrációjának veszélyét. Az évente mintegy 1-5 m-t hátráló árkokban a nagyobb esőzések, vagy éppen katasztrófális záporok idején sáros víz, közettörmelék-áradat rohan a lejtő alá, ahol utszakaszokat és utmenti csatornákat, esetenként települések uthálózatát temeti el. Lössös kőzetben ezeknek az árkoknak a szabályozása nagy körültekintést igényel, mert a helyi adottságoknak nem megfelelő beavatkozás a löszben karsztos-szuffóziós jelenségek kialakulását idézheti elő. Leghatásosabb védekezést az árok vízgyűjtőjén lehet elérni. Biztosítani kell, hogy minél kevesebb vizlefolyás érkezzon az árokrendszerbe.

A magyarországi felszínmozgásos domborzat geomorfológiai térképezéséről a fentebbiekben összefoglalt elvek, módszerek és a jelkulcs magyarázója az MTA Földrajztudományi Kutató Intézete Geomorfológiai osztályán 1984-ig végzett kutatómunka eredményein alapul. Kidolgozásához felhasználtuk a témakörben elért korábbi hazai és nemzetközi tapasztalatokat is. A kutatás közben előzetes, ill. ideiglenes lokális érvényű jelkulcsokat is alkalmaztunk. Jelen tanulmánykötetben a kísérletinek tekinthető korábbi jelkulcsokat kiegészítettük és pontosítottuk, amely alapul szolgálhat egy bizonyos időszakra a további egységes szemléletű jelkulcs-használatra. Természetesen a felszínmozgásos formák alváltozatai, jelkulcsbeli egységei nem lezárt kategóriák, esetenként szükség szerint bővíthetők.

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1967. Suvadásos formák a Tolnai-dombság löszös területén. - Földr. Ért. 16. 2. 133-150.
- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszín formáinak ismerete. /Morfológia./ Bp. Egyet. ny. 296. p.
- PÉCSI M. 1971. a. A domborzati egyensúly megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében. - MTA Biológiai oszt. Közlm. 14. 1-2. 27-37.
- PÉCSI M. 1971. b. Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás. - Földr. Ért. 20. 3. 233-238.
- PÉCSI M. 1971. c. Földcsuszamlások főbb típusai. - Földr. Közl. 19. /95./ 2-3. 125-139.
- PÉCSI M. - JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1976. A magyarországi felszínmozgásos területek térképezése. - Földr. Ért. 25. 2-4. 223-235.
- PÉCSI M. - SCHEUER GY. 1979. Engineering geological problems of the Dunaujváros loess bluff. - Acta Geol. Hung. 22. 1-4. 345-353.
- PÉCSI M. - SCHEUER GY. - SCHWEITZER F. 1979. Engineering geological and geomorphological investigation of landslides in the loess bluffs along the Danube in the Great Hungarian Plain. - Acta Geol. Hung. 22. 1-4. 327-343.
- SZABÓ J. 1982. Gondolatok a csuszamlásos folyamatok általános jellemzéséhez különös tekintettel az osztályozás kérdéseire. - Acta Geogr. Debrecina. 20. 1981. 83-114.

ESETTANULMÁNYOK

a mérnökgeomorfológiai és a felszínmozgásos geomorfológiai
térképezés tárgyköréből,
amelyeket a Földrajztudományi Kutató Intézet
a Központi Földtani Hivatal, a Magyar Állami Földtani Intézet
és a Földmérő és Talajvizsgáló Intézet
megbízásából készített.

"KAMARAERDŐ JELLEGŰ TERÜLET" 1:10 000-ES MÉRETTARÁNYU
MÉRNÖKGEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPÉNEK MAGYARÁZÓJA

Szilárd Jenő

Ez a térség a Budai-hegység D-i előterének tartozéka. A lap É-i részén a Budaörsi-medence lapályos térszine helyezkedik el, átlagosan 130–145 m tszf-i magasságban; szélesebb-keskenyebb, helyenként vizenyős-mocsaras alluviális síkokkal szegélyezett hordalékkup- /törmelékkup-/ teraszok rendszere. D felé a medence-térszínből tagolt, lépcsős, helyenként eléggé meredek lejtőkkel emelkedik ki a térképezett terület nagyobbik részét elfoglaló Tétényi-fennsík enyhén hullámos, 200–220 m, Ny-i szegélyén szigetszerűen kissé 250 m tszf-i magasság fölé emelkedő felszine. A lajta és a szarmata mészkőrétegekkel elfedett, harmadidőszaki kavicsos-homokos-agyagos üledékekből kivésett fennsík felszínét – gyenge reliefenergia mellett – a kőzetdifferenciákból adódó denudációs és szuffóziós kisformák gazdagsága jellemzi. Élénkebb relief, nagyobb méretű felszabdaltság, változatosabb lejtőviszonyok csak a fennsík keményebb kőzetekkel nem fedett É-i szegélyén fordulnak elő.

Elsősorban a mészköves litológiai adottságokkal függ össze, hogy a térképezett terület jelentős része – elsősorban a plató-felszín – gyér fűvű legelő. A termékenyebb talaju fennsík peremén erdők váltakoznak szőlőkkel, gyümölcsösökkel. A medence magasabb részei mezőgazdaságilag hasznosított felszínnek; a lapályok – a vizenyős sávoktól eltekintve – legelők, rétek.

Törökbálint, Budaörs, Kamaraerdő, Diósd, Budatétény és Érd környéke a lejtőkre is felhuzódó lazán beépített térszín. A

mészköfennsíkot számos, még működő vagy már felhagyott kőbánya, kőfejtő kisebb-nagyobb ürege tarkítja.

I. GEOMORFOLÓGIAI FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

A Budai-hegység D-i előterének – ezen belül a térképezett területeknek – a mai domborzata a pliocén végétől kezdődően a pleisztocén és holocén szerkezeti mozgások és felszinformáló folyamatok hatására alakult ki. A domborzatot felépítő üledékek lerakódása azonban a Budai-hegység kialakulásával szoros összefüggésben az óharmadidőszakig nyulik vissza.

1. A középső oligocénban a többszöri emelkedésen, süllyedésen és a tönkösödés különböző fázisain már átment Budai-hegység egyes részei, de főleg D-i előtere süllyedni kezdett, és elborította a tenger. Ebből rakódtak le azok a piritszemcséktől kékesszürke színű üledékek, amelyek kiscelli agyag néven ismertek. Ezek területünk alapzatát alkotják, s helyenként /Budaörsi-medence talapzata, Tétényi-fennsík É-i peremének feltárásai/ a felszínre is bukkanak.

Az oligocén-miocén határán a tengerpart ugyancsak a Budai-hegység D-i előterénél huzódott, de tengervíz fedte a mélyebbre süllyedt Pesti-öblöt is.

A miocén közepéig területünkön – a partszéli helyzetnek megfelelően – durva-kavicsos-homokos-agyagos-üledéksor /akvitániai és burdigáliai emeletek/ rakódott le, amelyet azonban a miocén második felében a bádeni és szarmata tenger mészkőlerakódásai fedtek be.

A kavicsos-agyagos-homokos-üledéksor, a lithotamniumos mészkő, továbbá a tufarétegekkel is megosztott cerithiumos durva-mészkő a Tétényi-fennsík fő felszínépítő kőzetei.

2. A pliocénban területünk még olyan alacsony helyzetben volt, hogy a pannóniai tenger üledékei befedték. A későbbi erőteljes lepusztulás során azonban ezek a homokos-agyagos laza üledékek nemcsak a fennsík felszínéről, hanem még a Budaörsi-medencéből

is lepusztultak és csak egyes védett helyeken maradtak meg kicsiny foltok formájában. Viszonylag még nagyobb területi kiterjedésben és vastagságban nyomozhatók a pannóniai üledékek a Diósdai-öblözetben, de ennek a térszínnek a nagyobbik része már a térképlap határán kívül helyezkedik el.

a/ A felsőpliocén végén, az ópleisztocén elején területünk még a fokozatosan emelkedő Budai-hegység hegylábi síkja volt, amelyet lejtésviszonyainak megfelelően ÉNy-DK-i irányban a Dunának a mainál K-ebbre lévő és magasabb szintű völgye felé lefutó vízfolyások szabdalnak fel. E vízfolyások emlékeit jelzik egyrészt a Budai-hegység D-i peremén 190–220 m tszf-i magasságban húzódó hátaikat fedő törmeléktelek, másrészt a Tétényi-fennsík tagoló, a Csiki-hegyekből és a Budaörsi-hegyről lehordott kvarckavicsokkal és közettörmelékkel kitöltött völgytorzók. Egy ilyen jól felismerhető forma térképlapunkon Törökbálint és Diósd között ma is tájképfalkáló tényező.

A Budai-hegység lábainál K-Ny-i irányú medence kialakulására az első kedvező feltételek a gүнz-mindel interglaciálisban lehetnek, amikor a hegység már jelentős magasságra emelkedett és a Duna először került igazolhatóan /budaörsi IV. sz. terasz/ a terület K-i pereméhez, s azt erőteljesen alámosta.

b/ A negyedidőszak további részében – a Duna-völgy kimélyülésével összefüggésben – eróziós és lejtős tömegmozgásos /főleg szoliflukciós/ folyamatok összműködésének eredményeképpen vésődött ki K-ről Ny felé a Budai-hegység és a Tétényi-fennsík között a laza üledékekből felépült Budaörsi-medence. Így a korábbi keresztirányú völgyrendszer fokozatosan lefűződött, völgytorzókká alakult és egyben a Tétényi-fennsík környezete fölé emelkedő jellege is egyre kifejezettebbé vált. Egyrészt a Budaörsi-medence, másrészt a Duna-völgy bemélyedése, következtülésképpen a Tétényi-fennsík felmagasodása a peremeken új, É ill. D felé fordult völgyhálózat /helyenként a völgytorzókban völgyi vízváltások/ kialakulását eredményezték.

A medence kiformalódásában nagyobb mérvű szerkezeti mozgásokkal azért nem számolhatunk, mert talapzatában az itt előforduló legidősebb üledékek vannak a felszínen, és azok a fiatalabb

rétegek, amelyek a Tétényi-fennsikon, kisebb diszlokációktól eltekintve ugyszólván zavartalanul folytatódnak, innen már hiányoznak.

A medence Dunával összefüggő szakaszos kialakulására utalnak a lépcsősen lealacsonyodó medencetérszíni törmelékkupszintek. Ezek azt is jelzik, hogy a váltakozó periglaciális klimafázisok hatására a kitakaritódással jellemezhető szakaszok, elsősorban a peremlejtők felől áttelepített törmelékek felhalmozódási szakaszával úgy váltakoztak, hogy végeredményben az eróziós anyagszállítás, így a mélyülés jutott tulsúlyba. Ebben lényegesen közrejátszott a posztglaciális és holocén csapadékos időszak is.

c/ A Tétényi-fennsík kialakulásának – az említett peremi bemélyedések létrejöttén kívül – fontos tényezője volt a közetminőség, a lepusztulással szemben viszonylag ellenállóbb mészkőtakaró, amely megvédte a lazább üledékeket a letarolóástól. A fennsík alapformáinak kialakításában a szerkezeti mozgások is közreműködtek. Korábbi kutatók /CHOLNOKY J. 1926, 1936; KAISER L. 1935; MIHALIK L. 1926/, a területet tiposus kuesztának minősítették, és a fennsíkra jellemző lépcsők kialakulását kizárólag denudációval magyarázták. Vizsgálataink /SZILÁRD J. 1958/ során azonban kitűnt, hogy a fennsík lépcsőperemei különböző szögben dőlnek általában DK felé, s így szó sem lehet arról, hogy a rétegek az eredeti településviszonyokat tükrözik; ez utólagos szerkezeti mozgások következménye. A szerkezeti mozgások hatására a fennsík mészkőtábláját olyan lapos vetődések sorozata érte, amelyeknek következtében a különvált tábladarabok DK-i része csekély mértékben megsüllyedt, ÉNy-i része pedig kissé megemelkedett. Ez a gyenge kibillenés azonban nem minden lépcsőnél volt egyenletes, és ebből adódnak a ma megfigyelhető különböző dőlésszögek. A fennsíkon ezeket a szerkezetileg kialakított formákat már jóformán alig ismernénk fel, ha a felszíni lepusztító erők ezek vonalában nem dolgoztak volna ki mélyedéseket. E lepusztító erők között elsőként kell emlitenünk a záporvizek eróziós tevékenységét. A vizek mindinkább az emelkedő kéregrészek alját mosták alá erőteljesebben, tehát a mélyedések DK-i oldalát formálták át pusztuló, hátráló, meredek peremmé. A szemben levő ÉNy-i oldalakon fő-

leg a derázió működött, amelynek hatására lankásan lejtő félsíkok alakultak ki a lapos völgyek közötti háta lealacsonyodása révén. A derázió általában a keményebb kőzeteken is tevékeny szerepet játszott a periglaciális periódusokban, amikor a fagyaprózódás viszonylag sok törmelékot és finomabb anyagot is termelt.

A fennsík É-i peremén, ahol laza harmadidőszaki üledékek vannak a felszínen, a negyedidőszak folyamán eróziós és deráziós völgyek elég sűrűn tagolták a lejtőt, és igen intenzív volt a szoliflukciós tevékenység is. Ez sok anyagot áthalmozott, kaotikusan összekevert, és számos lépcsős forma kialakulását is eredményezte. Törökbálint környékén a negyedidőszaki szerkezeti mozgások hatására a felszín 50–60 m-rel a fennsík átlagos szintje fölé emelkedett, s a laza kőzetben viszonylag igen mély völgyrendszer alakult ki.

A pleisztocén végére a peremeket tagoló völgyek jelentős része szoliflukciós lejtőüledékkel többé-kevésbé kitöltődött, s jelenlegi mélyebb formáikat általában a posztglaciálistól kezdve nyerték el ismét.

A fennsík DK-i peremének kialakulása szerkezeti mozgások /a mészkőtábla lépcsős leszakadása a Duna völgye felé/, valamint a Duna mélyítő és oldalazó eróziójának következménye; ez a sáv azonban már a térképezett területen kívül esik.

II. FELSZINFORMÁK

1. Tétényi-fennsík

A lap nagyobbik részén, a Tétényi-fennsíkon a mészkőplató közel sík felszínrészre K-ről Ny felé egyre inkább elkeskenyedik, s a litológiai adottságoknak megfelelően a lap Ny-i szélén – Törökbálint és Diósd között – már csak keskeny gerincek és kis kiterjedésű tetősíntek formájában jelenik meg. A platórész közé – főleg annak középső részén – tágas deráziós mélyedések és enyhe lejtős szakaszok iktatódnak. A mészkőfedte fennsík jellegzetes formái a rövid ÉK-i, viszonylag meredek peremű és DK felé hosszan elnyúló lankás lejtőjű szimmetrikus síkok. Ezek közül csak kettő jelenik meg a lap DK-i részén

a Budatétényi-árok felső, lapos mélyedésének mindkét oldalát keresztelve.

A fennsíkot tagoló zárt térszíni mélyedések és kiemelkedések, valamint a fennsíkperemről lenyuló keskeny, enyhén lejtő gerincek jórészt a kőzetminőség változásait tükröző denudációs-szuffóziós kisformák /1. ábra/.

A fennsík északi peremsávja kettős arculatu.

a/ A Diósdai-ároktól K-re a mészkőtakaróval már nem fedett lejtős sáv a viszonylag kis távolságon belül előforduló nagy szintkülönbségek és a laza kőzetanyag következtében erősebben feltagolódtott. Jellemzőek itt a viszonylag mélyre vágódott völgyek között elnyúló, lépcsőzött, alacsony, keskeny völgyközi háta, az azokat megosztó kis kiterjedésű, közel vízszintes felszínű tetősíkok, valamint a lejtőket tagoló pihenők, lankásabb lejtőszakaszon deráziós tálak.

b/ A Diósdai-ároktól Ny-ra, a Törökbálintot D-ről övező tető meredeken leszakadó peremétől a felszín már hosszabb szakaszon menedékesebben hanyatlik le a Budaörsi-medencére. Itt – az ugyancsak laza üledékekből felépült térszínen – enyhébb hajlású lejtőkkel megosztott, szélesebb, magasabb völgyközi háta is megjelennek, és a lejtőpihenők is tágasabbak.

A fennsík déli lejtőszakasza a lap K-i szélétől Ny felé egyre szélesedő sáv, amely Törökbálint D-i környékén meredekebb, lankásabb szakaszokkal váltakozik, s egészen a kiemelt kis kiterjedésű magas tetőszintig felnyulik. Ny-i részén e lejtőt néhány DDK felé hosszan elnyúló keskeny, lapos, alacsony, lejtős hát és több tágas deráziós völgy, ill. tál teszi változatossá.

Diósdától K-re a mészkőplató a Duna völgye felé meredeken szakad le, de a lap területére csak e perem enyhe hajlású felső része esik. Ezt egy-két mélyebb és számos keskeny szárazvölgy tagolja.

2. Budaörsi-medence

A Budaörsi-medence térképlapra eső középső része a mélyedés legtágasabb szakaszát foglalja magába. Nem egyhangú sík, hanem

kisebb, lapos formákkal tagolt, változatos, enyhén hullámos térszin. Elegyengetett szélesebb-keskenyebb alluviális síkok váltakoznak itt magasabb ártéri felszinekkkel, teraszmaradványokkal, és a medence belseje felé benyuló törmelékkal fedett hátakkal. A Kőér-patak sziklateraszai a lap területén a Törökugratótól a budaörsi MÁV-állomásig követhetők.

a/ Ezek közül a legidősebb és legmagasabb a Szarvas-mező, amely Ny-ről K felé egyenletesen lejt 147 m tszf-ről 144 m-re, tehát általában 12–17 m magasan fekszik a patak felett. Sziklaterasz vagy törmelékkup-terasz jellegét az tanusítja, hogy a Kőér-patak részben az oligocén medencetérszinbe vágódott be, és csupán a szint felső 1–2 m-es rétege törmelékanyag. Ezt a törmeléket nem csupán a patak rakta le, hanem a Budai-hegység lejtőjén lezuduló mellékvizek, továbbá a jégkori szoliflukció tevékenysége is hozzájárult felhalmozásához. A medence felszínét borító törmelékebe vágódott be tehát előbb a Kőér-patak néhány kisebb mellékvizével együtt, majd az oligocén alapzatot is felárkolván alakította ki a teraszformát. Felszine kisebb alakzatainak kifermálásában a defláció és a talajerózió is közreműködött.

Ez a terasz – a dunai szintekkel egybevetve – magassága alapján az ujpleisztocén II/b sz. terasznak felel meg, tehát kivésése a würm I–II interstadiálisra tehető.

b/ A posztglaciálisban kivésett würm végi II/a sz. sziklaterasz 5–6 m-rel a patak fölé emelkedő szintjei már csak igen keskeny sávon maradtak meg a lap területén, a Szarvas mező K-i szegélyéhez csatlakozóan. E terasz legnagyobb részét ugyanis a tölgyfázis végi és bükkfázis eleji oldalazó erózió tüntette el. E folyamat révén alakult ki a viszonylag itt elég nagy kiterjedésű magasártéri sík, amely 2–4 m átlagos magasságban húzódik az alluvium felett.

c/ Az alluviális sík legnagyobb kiterjedésében a lap É-i szegélyén helyezkedik el. Keskenyebb sávot alkot a Kőér-patak mentén a fennsík É-i pereme tövében. E szakasz egy része rossz lefolyású vizenyős lapály, amelybe D felől kicsiny völgyi törmelékkupok nyulnak be. Budaörstől DDK-re az alluviális sík kifermálásában a

a Budai-hegység lejtőjéről lezuduló záporvizek areális eróziója, akkumulációja és a defláció tevékenysége is közreműködött.

3. Völgyek

A térképlap területén az állandó vízfolyással rendelkező völgyek száma igen csekély. A Budaörsi-medencét átszelő Kőérpatak teraszos völgyikjén kívül a fennsík É-i peremén mindössze a Törökbálinti-völgyben, a D-i lejtősávon pedig az Érdparkváros felől hátravágódó Szidónia-völgyben és a Budatétényi-árokban futnak csak le állandónak minősíthető kis vizerek. Ezek a völgyek sem tekinthetők azonban teljes szakaszukon eróziós völgyeknek, hanem inkább az eróziós-deráziós völgyek kategóriájába sorolhatók. Általában genetikailag igen nehéz a térképezett terület völgyeinek típusokba sorolása. Ez abból adódik, hogy a viszonylag hosszú negyedidőszaki fejlődés menet során a legtöbb kis völgyben többszöri kimélyülési és feltöltődési szakaszok váltakoztak. Az eróziós vízmosásokból hosszanti keskeny völgyek keletkeztek, majd ezek derázióval kiszélesedve és periglaciális üledékekkel feltöltődve egy időre laposabb formát öltöttek. Később keskenyebb formában újabb bemélyedésre és hátraharapódzásra került sor. Záporvíz, derázió és más lejtős folyamatok együttes és váltakozó tevékenysége alakította ki tehát a terület völgyhálózatát. Így általában elkülöníthetjük az eróziós-deráziós és az egyéb szárazvölgyek csoportjait, amelyek azonban a térszín lejtésétől, a kőzetek szilárdságától függően keskenyebb-mélyebb vagy laposabb formákkal rendelkeznek, sőt esetenként ez a jelleg a völgyek egyes szakaszain is váltakozik. A völgyek csoportjai mélységük szerint ugyancsak nagy általánosságban és a terület jellegéhez viszonyítva adható meg: mély, közepes mélységű és lapos megjelöléssel.

a/ Területileg a legmélyebb völgyek Törökbálinttól D-re a meredek fennsíkperemet tagolják, de tovább K felé is előfordul, főleg Kamaraerdő környékén egy-egy ilyen forma. A D-i lejtősávot közepes mélységű és lapos völgyek együttese jellemzi, de a mészkőlejtőn több szárazvölgy keskeny, mély árckszerű megjelenésű.

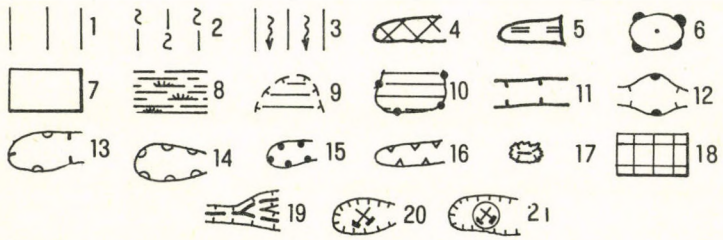
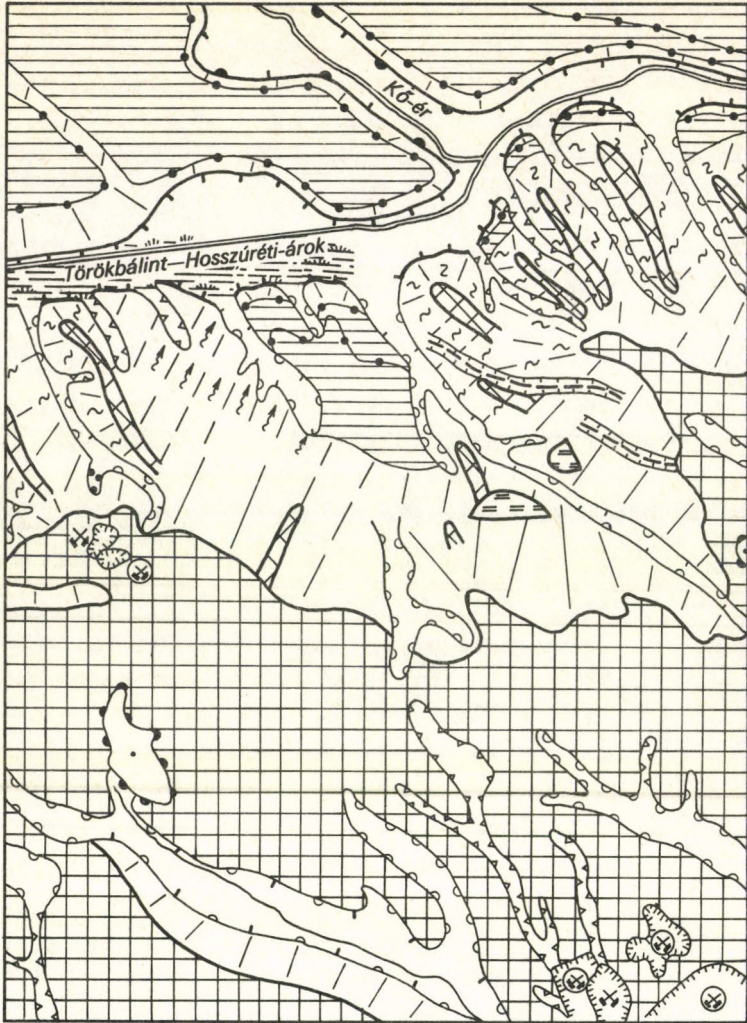
Ezek egy része a mészkőplató felé széles, tágas deráziós vápában folytatódik. Ugyancsak főleg ezen a D-i oldalon fordul elő gyakran, hogy a lapos vagy közepes mélységű völgyeknek rövid, szurdokszerű szakaszaik alakultak ki, vagy helyenként vizmosások réselték be a lapos völgytalpakat /1. ábra/.

b/ Sajátos geneziséű és formájú – ezért külön jelölést kapott – a Törökbálint és Diósd között húzódó, ÉNy-DK-i irányu szerkezeti vonalon kialakult keskeny, viszonylag elég mély és meredek lejtőkkel határolt völgy, ill. völgytorzó, amelynek kialakulását már a fejlődéstörténeti részben említettük. Ugyancsak a terület lejtősávjaira jellemző, hogy a lapos, többnyire rövid deráziós völgyeknek is viszonylag nagy az esésük, ami elsősorban a kőzetminőséggel, a lejtőszöggel, valamint a mögöttes részvizgyűjtők területi kiterjedésével, valamint a formák kialakulásának idejével van összefüggésben.

4. Lejtők

Területünknek csaknem a fele lejtő. A morfológiai elemzés alapján megállapítható, hogy a lejtők jelentős része a 0-5°-os kategóriába esik. Ez a lejtőtartomány főleg a platón belül, a D-i lejtősávban és a Budaörsi-medencében jellemző. A lejtőknek kb. 25%-a az 5-15°-os, 5%-a pedig a 15-35°-os kategóriába sorolható. Ez utóbbi két kategóriába tartozó lejtők főleg Törökbálint D-i szegélyén, a Diósd-árokban, valamint néhány völgy szurdokszerű részletében, továbbá a DK-i részen sávokban fordulnak elő. 35°-nál nagyobb lejtés mindössze néhány kicsiny folt az előbbi kategóriákon belül.

a/ A terület morfológiai /plató- ill. medence-/jellegével és litológiai adottságaival /mészkő nagy elterjedése/ függ össze, hogy a legtöbb lejtő állékonyság szempontjából stabilisnak tekinthető. A meredek és laza, váltakozva kavicsos-homokos-agyagos üledékekből felépített lejtők Törökbálinttól D-re és a fennsík É-i peremének egyes szakaszain azonban már instabilnak minősíthetők, sőt omlásra, csuszamlásra hajlamosak. Több olyan lejtőszakasz is van ezeken az említett részeken, amelyeken kisebb



omlásoktól eltekintve a stabilitás még fennáll, azonban beavatkozás esetén mozgásra számítani lehet. Egyébként nagyon nehéz a mozgáshelyek pontos kijelölése, mivel az agyagos és homokos rétegek horizontális és vertikális váltakozása itt igen sűrű. Ez csak részben függ össze az eredeti településviszonyokkal, jó részt az utólagos jégkori szoliflukció áttelepítő és keverő tevékenységének a következménye. Általában összefüggőbb agyagos rétegsor a völgytalpak közelében kerül a felszínre, tehát a lejtők alsóbb szakaszain várhatók inkább a mozgások.

A főleg mészkőből felépült D-i lejtősáv általában stabilisnak tekinthető, viszont Budatétény környékén a mészkőrétegeket tagoló, a murvabányákban a felszínre kerülő bentonittal az alapozásoknál számolni kell, bár az agyagréteg vastagsága az 1 m-t nem igen éri el.

1. ábra. Részlet a "Kamaraerdő jellegű terület" mérnökgeomorfológiai térképéből. /Szerk.: SZILÁRD J./

1 = stabilis lejtő; 2 = csuszamlásveszélyes lejtő; 3 = barázdás eróziós lejtő; 4 = alacsony gerinc /150 m tszf.: szélessége 100 m/; 5 = lejtőpihenő; 6 = kőbörcc; 7 = ártéri sík általában; 8 = vizenyős területek /laposok/ általában; 9 = IV. sz. terasz; 10 = hordalékkupteraszok, tereplépcsők; 11 = lapos, széles eróziós völgy; 12 = kisebb medencetalp pereme; 13 = eróziós-deráziós völgy; 14 = deráziós völgy; 15 = deráziós fülke; 16 = szárazvölgy; 17 = korróziós mélyedés; 18 = mészkőplató; 19 = mélyut; 20 = külszíni bánya, felhagyott; 21 = feltöltött bánya

IRODALOM

- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. Bp. Tankönyvk. 423.
- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszín formáinak ismerete. /Morfológia./ Bp. Egyet. ny. 296.
- CHOLNOKY J. 1937. A Dunazug-hegyvidék. - Földr. Közl. 65.1. 1-27.
- KAISER L. 1935. A budaörsi medence földrajza. Bp. Hoffmann ny. 32.
- MIHALIK L. 1926. A Tétényi-plató földrajza. - Földr. Közl. 54. 5-6. 90-103.
- SZILÁRD J. 1958. A Budai-hegység déli előtere. - Budapest természeti képe. Bp. Akad. k. 221-247.
- WEIN Gy. 1977. A Budai hegység tektonikája. Bp. MÁFI. 76. 4 térk. mell. /A MÁFI alkalmi kiadványa./

MAGYARÁZÓ BALATONFÜZFŐ ÉS KÖRNYÉKE 1:10 000 MÉRETARÁNYU
FELSZINMOZGÁSOS GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPÉHEZ

Juhász Ágoston

A KFH megbízása alapján került sor Balatonfüzfő és környéke felszínmozgásos geomorfológiai térképezésére, annak a több éve folyó nagyszabású térképezési programnak keretében, amelynek célja a hazai felszínmozgásos területek számbavétele.

A térképezést a Füzfői-öböl és Balatonkenese közötti területeken végeztük. Munkánk során felhasználtuk a területre vonatkozó szakirodalom adatait. Jelentős mértékben előmozdította a térképezést a MÁFI Középdunántuli Területi Földtani Szolgálatá által rendelkezésünkre bocsátott dokumentációs anyag, amelyért ezuton monduk köszönetet.

Balatonfüzfő és környéke sajátos geomorfológiai viszonyaiból következik, hogy a legdinamikusabban változó, laza üledékekből épült balatoni-magaspart bonyolult tömegmozgásos folyamatait és formáit kutattuk és adtunk magyarázatot a folyamatok és formák kialakulására és térbeli mechanizmusára vonatkozóan.

A térképezett terület a Balatonfelvidék hegységelőtéri területéhez kapcsolódik, tulnyomórészt a Füzfői-Küngösi "hátság" területére esik. D-ről a Balaton süllyedéke határolja, Ny-on a Balatonfelvidék különböző magasságba emelt közephegységi rögei húzódnak, É-i határa a Dakai-süllyedék, K-en pedig kiemelt dombhátak zárják le a vizsgált területet.

I. OROGRÁFIAI TAGOZÓDÁS, FŐBB DOMBORZATTIPUSOK

A terület hipszometrikus tagozódásából adódóan a főbb domborzattípusok a következők:

1. A középhegységi domborzattípus a Balatonfelvidék peremi hegyláblépcső és hegyláb felszíni területeit foglalja magába. A 250 m tszf-i magasságba emelkedő sasbércek különböző genezisű, sajátos geomorfológiai strukturát hordoznak. A terület legmagasabb térszinein tehát a hosszú fejlődésen átment és erősen lepusztult hegységelőteri tönkös sasbércek a formaalkotók. A sasbércek peremeihez hegyláblépcső felszínek fragmentumai igazodnak, amelyek éles konturvonalakkal jelzik a harmadidőszak végi, negyedidőszaki tektonikus emelkedést. Sajátos geomorfológiai vonást kölcsönöz a területnek a hegyláblépcső peremekhez hajló, felszabdalt hegyláb felszíni térség, amely laza pannóniai üledékekből és negyedidőszaki lejtőüledékekből épült.

A hegyláb felszíni területek mai geomorfológiai képe negyedidőszak végi és holocén felszinalakulás eredménye, amelynek során a letaroló folyamatok hatására a negyedidőszaki üledékek eltérő vastagságban takarták be a felszínt.

2. A dombsági domborzattípus 150-190 m tszf-i magasságig emelkedő formái közül mindenekelőtt a kiterjedt lapos hátakat és platókat említjük meg. A felszínfejlődés pleisztocén időszakában a mai platómaradványok egyes részei a Balatonfelvidék enyhén hullámos hegyláb felszínei voltak. A negyedidőszak végén a megélnkülő szerkezeti mozgások és a magasabb térszinekről lefutó kis patakok feldarabolták az egységes térszínt. A szerkezeti mozgások következtében az összetöredezett, s az alaphegységi töréses szerkezetet a felszínen is követő hegység-lábi formák eltérő magasságba rendeződtek. Tovább süllyedt a Balaton medencéje, és kisebb hegységelőteri süllyedések is kialakultak, mint pl. a Dakai-süllyedés.

A kiemelt hátak, platók mai magassági helyzete alapján arra következtethetünk, hogy a süllyedés legerősebben a középhegység peremeit érintette, ahol a Balaton süllyedékéhez kapcsolódva hárrántirányu árokrendszerek konturjai ismerhetők fel.

A negyedidőszaki éghajlati viszonyok következtében – elsősorban a szoliflukciós folyamatok hatására – a deráziós és eróziós völgyek tengelyében nagymértékű lepusztulás ment végbe.

Az intenzív destrukciós folyamatok eredményeként ma a fejlődés különböző stádiumaiban levő deráziós völgyek, erózióval átformált deráziós völgyek, deráziós páholyok, deráziós völgyvállak és tanuhegyek adnak sajátos képet a térképezett területnek.

3. A síksági domborzattípusok közül a hegységelőtereken kialakult helyi jellegű süllyedékeket, valamint az árkok és patakok alluviális ártereit említjük.

II. A TERÜLET LITOLÓGIAI FELÉPITÉSE

A térképezett területünkkel foglalkozó munkák bő terjedelemben tárgyalják a terület földtani felépítését, valamint szerkezeti és geomorfológiai viszonyait /ÁDÁM L. – MAROSI S. – SZILÁRD J. 1959; BULLA B. 1943/.

Az orográfiai tagozódásból, a domborzattípusok változatos térbeli rendszeréből, valamint a felszínépítő kőzetek litológiai típusaiból következtetve megállapítható, hogy a mai geomorfológiai kép és földtani felépítés mozgalmas harmad- negyedidőszaki és holocén fejlődésmenet eredménye.

A földtani-litológiai felépítést tekintve, alaphegységi vonatkozásban elsősorban a különböző szemmagyságu permi homokkőösszleteket és konglomerátumokat említjük, amelyek részben a felszínen, tulnyomórészt azonban a szarmata és pannóniai üledékek alatt 150-200 m mélységben huzódnak.

A tektonikusan összetöredezett, különböző magassági helyzetben levő sasbérceket mezozóos üledékek /sejtes, foltos dolomit, márga, mészkő/ építik fel.

A harmadidőszaki kőzetek közül szarmata mészkőösszletek következnek az alaphegységre, amelyre változatos kifejlődésű pannóniai üledéksorok települnek /BARTA F. 1959; LÁNG G. – LÁNGNÉ BUCZKÓ E. 1969; LÓCZY L. 1913; LŐRENTHEY I. 1911; MAROSI S. 1954; PÁLFY J. 1976; PÉCSI M. 1969, 1971a,b,c; PÉCSI M. – JUHÁSZ Á. 1974; SZILÁRD J. 1967; VADÁSZ E. 1960/.

A felszín felépítésében az előbbieket mellett jelentős szerepet játszanak a többszörösen áthalmazott pleisztocén kavicsösszletek, valamint a lepusztulás eredményeként kialakult, eltérő osztályozottságu és szemösszetételű lejtőüledékek, továbbá a Balaton parti sávjában képződött, viszonylag kis területre korlátozódó partközeli, tavi abrúziós üledéktípusok /homok, agyag, tőzeg stb./.

A terület tömegmozgásos folyamatainak kiváltásában a pliocén-pleisztocén és holocén üledékek játszanak közre számottevő mértékben.

A laza, változatos rétegzettségű pannóniai homokból, agyagból, siltből épült platófelszínek a feltárások tanúsága szerint litológiaiilag nem egységesek. Ez egyben azt jelenti, hogy vertikálisan és horizontálisan a pannóniai üledékek kifejlődése igen változatos. Az üledéksorokat parti és partközeli képződmények, fosszilis mocsári talajzónák és tarka agyagok tagolják horizontálisan.

A negyedidőszaki üledékek térbeli helyzete alapján arra következtethetünk, hogy a fennsíkeremek formálásában, a fennsíkok felszínének elegyengetésében és a süllyedékek intenzív feltöltésében a középhegységéből lefutó kisebb vízfolyások vettek részt.

A hegységekből lefutó vízfolyások és patakok jelentős mennyiségű törmelékanyagot, valamint kavicsot és homokot teregettek szét az előtereken. Ennek nyomai a platók peremén levő feltárásokban és az alacsonyabb helyzetű hátakon mindenütt fellelhetők.

A kavics tulnyomó része a középhegységi tönkfelszíneket borító oligo-miocén kavicsstakaróból származtatható. Mai helyzetéből ítélve területünk a negyedidőszak során számottevő térszínalakulás színtere volt. A Bakony belső területeit takaró oligo-miocén kavicsanyag a többszöri áthalmazódás során szelektíve átrostálódott. Ennek következtében kevésbé ellenálló kavicskomponensei /andezit, gránit, fillitek stb./ az ujrafeldolgozódás során felőrlődtek. A ma lepelkavicsok formájában tanulmányozható összletek tulnyomóan kvarckavicsból állnak, melyeknek koptatottsági foka 2,3–4,0° közötti értéket mutat.

A pleisztocén végén lösz- és löszszerű üledékek alakultak ki területünkön. Nagyobb részük deráziós folyamatok eredményeként

többszörösen áthalmozódott, s a deráziós völgyek tengelyében alacsonyabb térszínen teregetődött szét. A süllyedékekben, az ártéri területeken, a lapos, tál alakú deráziós völgyek feltárásaiban jól kivehető a változatos rétegzettség és a szállítás areális jellege. Az areális letarolódás és áttelepítés során rétegződhettek a fiatal lejtőüledékek, esetenként 10 m vastagságban. A magasparti előtér keskeny sávjában tavi agyag, homok, tőzeg és a Balatonba torkolló vízfolyások hordalékkup anyaga fordul elő.

III. A GENETIKUS FELSZINFORMÁK JELLEMZÉSE

A terület orográfiai tagozódásának megfelelően három jelentős domborzattípus határozza meg a terület geomorfológiai arculatát. A domborzattípusok térbeli helyzetéből ítélve megállapíthatjuk, hogy kialakulásuk mozgalmas felszínfejlődés eredménye.

1. Az alacsony középhegységi domborzattípus formái közül a legmarkánsabban a különböző helyzetű sasbércek rajzolódnak ki. Lépcsőszerű elrendeződésük szerkezeti mozgások tanujele, felszíneik kialakulását pedig különböző planációs folyamatok eredményezték.

A paleozóos, mezozóos kőzetekből épült sasbércek mai magas helyzete fiatal mozgások eredménye. A területünkön előforduló hegységi blokkok köré hegyláblépcső-fragmentumok kapcsolódnak. A hegyláblépcső-maradványok két különböző szintben követhetők a peremen.

A sasbércek közé beékelődő nagyesésű száraz aszóvölgyek jelenleg is számottevő mennyiségű hordalékanyagot szállítanak a hegylábfelszínre. A hegyláblépcsők pereméhez igazodó glaciális térszínre, a törmelékkupok sorai az intenzív lepusztító folyamatokat jelzik.

A hegységi blokkok peremén visszamaradt parti konglomerátumok és kavicsok az egykori pannóniai tenger abráziós tevékenységéről tanuskodnak. Ezek 150 és 190–200 m tszf-i magasságban fordulnak elő.

A nagyésésű száraz aszóvölgyek és dellék völgytalpi szintjei legtöbb esetben az abráziós felszinekhez, mint egykori erózióbázishoz igazodnak. Ez a morfológiai helyzet különösen jól tanulmányozható a füzfői gyárteleptől ÉNy-ra levő sashércek mentén. A nagyésésű, időszakos vízfolyású völgyrendszerek kijáratai előterében törmelékupok formálódtak, amelyek alig észrevehetően mennek át a hegyláb felszín /glacis/ enyhén tagolt lejtőjébe.

2. A domsági domborzattípus az egykori hegyláb felszinek feldarabolódása révén alakult ki. Ma többnyire különböző szintekben elhelyezkedő széles dombhátak, deráziós, eróziós–deráziós és eróziós völgyek, valamint deráziós tanuhegyek, páholyok és völgyváltak jellemzik.

A kiemelt dombhátak általában 190 m-rel magasodnak a tsz. fölé, és enyhén hullámos felszínűek /István-majori dűlő, Állás-dűlő, Hosszu-dűlő/.

A negyedidőszakban szerkezeti mozgások eredményeként a Füzfői süllyedék kialakulásával egyidőben s azzal párhuzamosan az egykori hegységelőtéri térszinek É–D-i irányban feltagolódtak és alacsonyabb helyzetbe kerültek. A dombháttá formált felszinek enyhe menedékes hajlással lépcsőszerűen lejtnek a Dakai-süllyedék felé /Keszi-csucs-dűlő, Erdei-dűlő, Manói-dűlő, Mámái-dűlő, Sándor-hegy stb./, a Balatonra néző peremeik pedig a magasparkot képezik.

A lépcsőszerűen lejtő dombháttakba a peremi süllyedékek felől eróziós és deráziós völgyek mélyültek és aprólékosan feldarabolták a domborzatot. Az areális és lineáris lepusztítás mértékéről a deráziós tanuhegyek /Sér-hegy, Sári-szőlő-dűlő/ adnak hű képet; a letarolás dinamizmusáról pedig a feltárásokban mutatkozó rétegzettség tanuskodik.

A legfejlettebb völgyrendszer Balatonkenesénél alakult ki. A szerkezeti előrejelzett, mélyen bevágódott, több km hosszú völgyrendszer ujjyszerűen szétágazik, s a dendritjei ma is intenzíven harapóznak a táblák felszínébe. Ez egyben azt eredményezi, hogy a völgyrendszerek ma is aktív tömegmozgásos szállítópályák a Balaton medencéje felé. A völgyoldalakat – különösen a mezőgazdaságilag művelt területeken – napjainkban is az intenzív lejtőleomosás és a lejtők felárkolása jellemzi.

3. A síksági domborzattípust elsősorban a hegységelőtéri süllyedések, az eróziós völgyek széles alluviumai, a tavi abráziós felszínek és az állandó feltöltés alatt álló időszakosan vizenyős-mocsaras területek jellemzik.

E felszínek ma is változnak, dinamikusan formálódnak, fejlődésmentükre az intenzív akkumuláció a jellemző.

A hegységelőtéri medencefelszínek /Dakai-süllyedék/ egészen fiatal mozgások eredményei, ezért ma is rossz lefolyási viszonyok jellemzik.

Igen keskeny sávra korlátozódnak a tavi abráziós szinlők, amelyek 116, 108-109, 107-107,5, 104-104,5 m tszf-i magasságban húzhatók meg /LÁNG G. - LÁNGNÉ BUCZKÓ E. 1969, BENDEFY L. - NAGY I. 1969/. Egyébként a térképezett területen a szinlők csak fragmentumokban lelhetők fel, az idősebbek csak a kenesei és a füzfői öblözetben mutathatók ki teljes bizonyossággal. A magaspart mentén terepi megfigyelések alapján biztos határt megvonni nem lehet, mivel az időszakos tömegmozgások a parti övezetet állandóan változtatják. A mozgásfolyamatok olyan mértékűek, hogy a csuszópályák ives görbületei a mai vízszint alatti rétegeket is metszik. Ebből következik, hogy a partszakaszt állandó mozgásokkal háborgatott, dinamikus egyensúlyi állapot jellemzi.

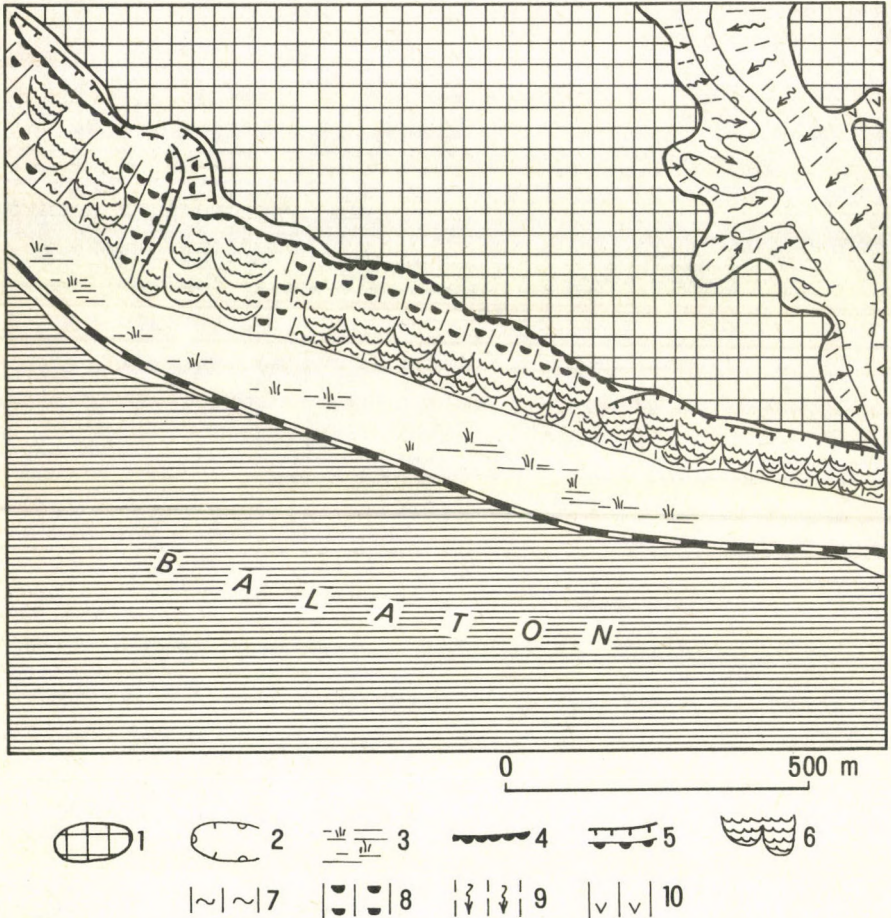
Összegzésképpen a terület geomorfológiai arculatát meghatározó formák a különböző magasságba emelt tönkös hegységi blokkok típusai, az eltérő hipszometrikus helyzetű dombhátak, a dombhátakat tagoló deráziós völgyrendszerek, továbbá a hegységelőtéri helyi süllyedések és a Balaton árka, valamint a dinamikusan változó helyi egyensúlyi helyzetű magaspart.

IV. TÖMEGMOZGÁSOS FOLYAMATOK ÉS FORMÁK

A térképezett területen a tömegmozgásos folyamatok és formák sokféle típusa fordul elő. Kutatásaink során a már stabilizálódott fosszilis és a recens, jelenleg is aktív tömegmozgásos folyamatokat és formákat egyaránt figyelembe vettük.

Terepi vizsgálataink alapján megállapíthatjuk, hogy a tömegmozgásos folyamatokat kiváltó okok és a formákat létrehozó folya-

matok nemcsak időben, hanem genetikájukban, méreteikben, körvonalaik élénkségében és intenzitásukban egyaránt különböznek egymástól. Kialakulásuk okait és mai megjelenési formájukat – a magaspart kialakulásától kezdve – a felszínfejlődés dinamikájában, a terület sajátos földtani-litológiai felépítésében, a rétegzettségi viszonyokban és a hidrogeológiai adottságokban látjuk.



1. ábra. Részlet a balatoni magaspart felszínmozgásos térképéből
/Szerk.: JUHÁSZ Á. 1978./

1 = alacsony fennsík; 2 = eróziós-deráziós völgy; 3 = vizenyős területek; 4 = földomladék; 5 = szeletes földcsuszamlás szakadásfrontja; 6 = szeletes földcsuszamlás halmaza; 7 = időlegesen nyugalomban lévő csuszamlásos ill. suvadásos lejtő; 8 = csuszamlásra hajlamos lejtő; 9 = lejtőleomosás; 10 = barázdás erózió;

A részletes helyszíni vizsgálatok alapján a formák két időbeli típusát különböztettük meg: a fosszilis tömegmozgások visszamaradt formamaradványait és a recens, jelenleg is aktív tömegmozgásos formákat /1. ábra/.

A formák és a folyamatok genetikája alapján külön csoportba soroltuk a felszín eróziós /areális és lineáris/ folyamatait, valamint a nagy anyagtömegek átrendeződését előidéző földcsuszamlásokat, az omlásokat és az egyéb dinamikus jelenségeket /rogyások, lejtőkuszás stb./.

A genetikai osztályozás egyik fontos kritériumaként figyelembe vettük az antropogén hatások szerepét is /PÉCSI M. 1975/. Megfigyeléseink szerint a térképezett területen ugyanis mind az eróziós, mind a földcsuszamlásos folyamatok kiváltásában az antropogén tényezőknek van döntő szerepük.

1. A tömegmozgásos folyamatok és formák típusai és térbeli rendszerük

a/ A térképezett területen az időlegesen stabilizálódott földcsuszamlások a felszínmozgásokkal sujtott térszinek összterületének mindössze 3–5%-át teszik ki. Ennek ellenére a fosszilis csuszamlások a balatoni magaspартok sajátos formatípusai. Kialakulásuk alapvető okai: a negyedidőszaki és holocén differenciált szerkezeti mozgások, főleg a Balaton medencéjének intenzív süllyedése, amelynek során megnövekedtek a térszíni különbségek, a tó abráziós partalakító tevékenysége, továbbá a kedvező földtani-litológiai felépítés, valamint az ezzel szorosan összefüggő a csuszamlások kialakulása szempontjából kedvező hidrogeológiai feltételek együttes jelenléte.

Mivel a pleisztocén vége óta tartó, különböző intenzitással végbement fejlődési folyamattal állunk szemben, s a magaspарт változása jelenleg is igen dinamikus, logikusan következik, hogy a magasparti övezetben stabilizálódott fosszilis csuszamlásos formákat, vagy azok maradványait csak elvétve fedezhetjük fel. A fosszilis csuszamlások formaelemei közül jelenleg csak az átalakult szakadási frontokat és a szakadási karéjok roncsait figyelhetjük meg.

A magasparti feltárások tanulmányozása során külön gondot fordítottunk az esetleges csuszópályák rekonstruálására. A reánk marad formák jelenlegi geomorfológiai helyzetéből és egyensúlyi állapotából ítélve, határoltuk körül a fosszilis mozgásokkal sújtott magasparti részleteket /1. ábra/.

A magasparti perem bázisán megjelenő források és az ezek köré csoportosuló, jelenlegi is mozgásban levő aktív földtömegek arról tanuskodnak, hogy a fosszilis csuszamlások kiváltásában a talaj- és rétegvizeknek volt jelentős szerepe.

A felszinközeli és a mélyebb szintekben elhelyezkedő talajvizek, továbbá a rétegvizek hidrodinamikája alapvetően megszabta a partfal közeli rétegek képlékenységi állapotát. Ezzel egyidejűleg az üledékek rétegzettsége preformálhatta a csuszópályák térbeli helyzetét és a mozgások irányát.

Legjobban a Máma-pusztai recens csuszamlások szomszédságában, továbbá a füzfői strand feletti magaspart növényzettel benőtt peremén mutathatók ki a fosszilis csuszamlások átalakított szakadási karéjai.

b/ A földcsuszamlások időbelisége alapján a második csoportba soroltuk a recens tömegmozgásos folyamatokat és formákat, amelyek az utóbbi évszázadokban és napjainkban képződtek.

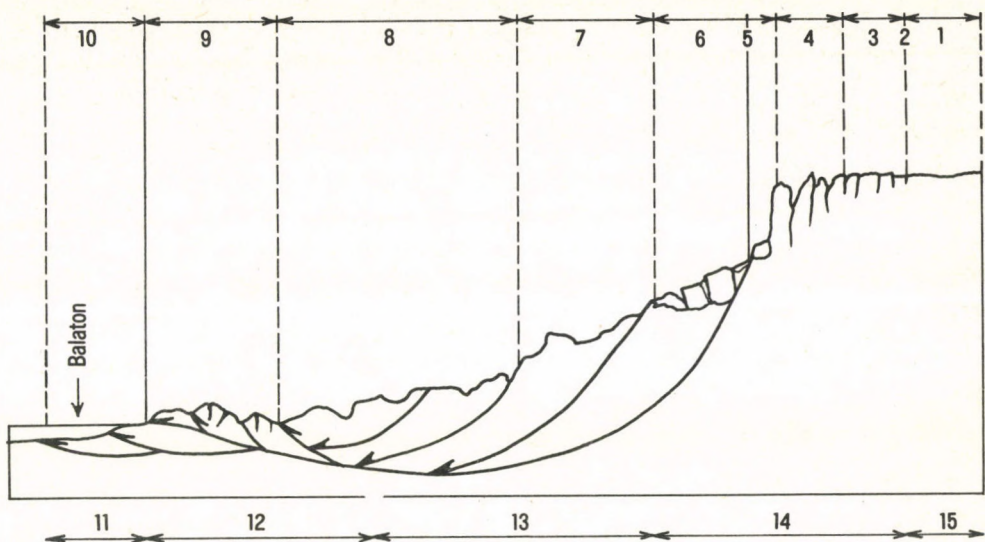
Megfigyeléseink szerint a balatoni magasparton a recens földcsuszamlások az azonos bélyegeket mellett számos egyéni vonást is hordoznak.

Közös vonásaik közül genetikai szempontból legalapvetőbb, hogy kivétel nélkül fosszilis csuszamlások által háborgatott, labilis egyensúlyi helyzetű térszineken váltódnak ki.

A recens csuszamlások és a szomszédságukban levő omlásos, rogyásos, szakadásos formák vizsgálata során megállapítottuk, hogy azok egymással szorosan összefüggnek s kiváltódásuk egymást eredményezi.

Megfigyeléseinket egy általánosított szelvényen /2. ábra/ szemléltetjük, amely a magaspart valamennyi szakaszára vonatkozóan általános modellként érvényes.

A magaspart bázisán jelentkező enyhe dudorodások, hullámoisan kiemelkedő térszinek a hatalmas nyomófeszültségi sávot je-



2. ábra. Balatoni magaspart elvi geomorfológiai modellje
/Szerk.: JUHÁSZ Á. 1978/

1 = potenciálisan csuszamlásveszélyes területek; 2 = repedések határvonala; 3 = repedéses zóna; 4 = omlásveszélyes földpiramisok; 5 = csuszamlás szakadásfrontja; 6 = omladékfelhalmozódási zóna; 7 = csuszamlásveszélyes zóna; 8 = időleges nyugalomban levő lejtők zónája; 9 = csuszamlások torlódott halmazai; 10 = stabilizálódott idősebb csuszamlások maradványai; 11 = stabilis báziszóna; 12 = nyomófeszültségek; 13 = átmeneti, dinamikusan változó irányú feszültségek zónája; 14 = nyiró- és húzófeszültségek zónája; 15 = stabilis térszinek

lőlik. A bázis felett a lejtőcsuszamlások halmazaiból álló, labilis egyensúlyi helyzetű lejtős terület következik, amelyen belül megkülönböztetjük az időleges nyugalomban levő lejtőszakaszokat és a csuszamlásveszélyes térszineket.

Geomorfológiai képét tekintve ez a legváltozatosabb felszín. Itt több tucat m-nyi ugrómagasságú lépcsőszerű csuszamlási halmazok váltakoznak a halmazok által közrezárt mélyedésekkel és a halmazok közötti hosszanti árkos beszakadásokkal.

A csuszamlásveszélyes lejtőket többnyire átalakult és viszonylag stabilizálódott, növényzettel borított térszinek jelölik.

A csuszamlásveszélyes térszín felett, a magaspart felső pereméig piramisszerűen kicsipkézett és repedésekkel sűrűn behálózott

szakadási karéj következik, amely a huzó- és nyirófeszültségek hatására állandóan dinamikusan változik.

A szakadási karéj mögött szakadásos, omlásveszélyes perem húzódik, amely labilis egyensúlyi helyzetét az omlások és csuszamlások révén állandóan ujrateremti /1. ábra/.

A magaspart hosszában a domborzat egyensúlyi helyzetét vizsgálva különböző stabilitásu és egyensúlyi állapotú felszínrészeket térbeli helyzete alapján típusokat határoztunk meg, amelyeket a következő példákon mutatunk be.

A felszintípusok egymáshoz viszonyított térbeli helyzete és dinamikája alapján sajátosnak tekinthető a Partalja utca 32. sz. ház feletti perem, amely a magaspart felső peremének omlásos folyamatait példázza, és vetíti elénk az omladékos lábazat labilis egyensúlyi helyzetét. A terület tipikus példája az omladékanyag magaspart bázisán való felhalmozódásának, amelynek eredményeként labilis egyensúlyi helyzetű, időlegesen nyugalomban levő lejtőrészlet alakult ki. Az omladékanyag állandó utánpótlása következtében az egyensúlyi helyzet megváltozhat, s a laza üledék a talpszintre zudulhat.

Ugyancsak sajátos problémát ismertünk meg a Felsővillásor utca 59. sz. ház feletti magasparton, ahol az omladékos lábazatból, ill. azok fekéjébe települt pannóniai üledékekből szivárgó vizek fakadnak, amelyek elvezetése jelenleg sincs megoldva kielégítően. Így a feszültségek alatt levő lejtő az évi átlagot meghaladó csapadék esetén mozgásba jöhet, és veszélyeztetheti a lakóépületet.

Különös gondot jelentenek az emberi beavatkozásra megváltozó lejtős térszinek. Teraszozás alkalmával, kellően át nem gondolt alapozási munkák hatására könnyen kiváltódhatnak a csuszamlásos folyamatok. Erre számos példát ismerünk, melyek közül legkirívóbb a Felsővillásor utca 9. sz. ház feletti lejtőrészlet /PÁLFY J. 1975/.

Sajátos típusként értelmezhetjük a magaspart lejtőjének teljes hosszában mutatkozó csuszamlási halmazokat s a halmazok által közrezárt lefolyástalan mélyedéseket. Legszebb példája ennek a mámai csuszamlás. A Máma-pusztai magaspart a szakirodalom szerint

a század eleje óta mozgásban van. Az 1936–1937. évi mozgásokat 1941-ben és 1974-ben újabbak követték, amelyek jelentős anyagi károkat okoztak /PÁLFY J. 1978/.

További mozgások voltak észlelhetők a Balaton körutat övező, időlegesen nyugalomban levő lejtőrészleteken/PÁLFY J. 1978/ is. Az emberi beavatkozás, a különböző földmunkák, alapozási munkák számos esetben előidézői a csuszamlásos folyamatoknak, mint ahogy azt a Felsővillasor utca csuszamlásveszélyes lejtőin is tapasztaltuk; de további példákat is sorakoztathatunk fel. Így pl. csuszamlásveszélyes és időlegesen nyugalomban levő lejtőtípusok az Akácfa utca környékén is vannak.

A magaspart tömegmozgásos folyamatainak elemzése /időlegesen nyugalomban levő lejtők, csuszamlásveszélyes lejtők stb./ alapján felvázolható a vizsgált terület fejlődésének iránya, amelynek figyelembe vétele a további területfejlesztés szempontjából elengedhetetlenül szükséges.

A tömegmozgásos jelenségek másik csoportját az eróziós folyamatok különböző típusai alkotják. Füzfőn és környékén a domborzat függőleges és vízszintes tagoltságával szoros összefüggésben az eróziós folyamatok elsősorban a dombhátakat tagoló deráziós völgyek lejtőire és völgyfőire koncentrálódnak. A felületi erózióval különösen veszélyeztetett lejtős térszineken mindenütt mezőgazdasági művelés folyik. Ennek eredményeként, intenzív záporosók alkalmával erős a talaj lepusztulása. A felületi leöblítés mértékéről hozzávetőleges képet nyújtanak a völgytalpak feliszapolódó térszinei és a műszaki létesítményeket, utcákat elborító iszapáradat. Mivel a mezőgazdasági művelés a meredekebb /25% < / lejtős térszinekre is kiterjed, a talajleomosás évről évre nagyobb méreteket ölt. Az eróziós barázdák a helytelen talajművelés következtében lejtőirányban futnak, s záporok alkalmával nagy mennyiségű hordalékot teregetnek szét a völgytalpakon.

Balatonfüzfő és környéke domborzatának felszínalakulását a legdinamikusabban a tömegmozgásos folyamatok és az antropogén tényezők határozzák meg. A tömegmozgásos formák leggyakoribb típusai a fosszilis csuszamlások átformált szakadási karéjai, az időlegesen nyugalomban levő csuszamlásos lejtők, a csuszamlásveszélyes lejtők és az omlásveszélyes magasparti meredek peremek.

IRODALOM

- ÁDÁM L. — MAROSI S. — SZILÁRD J. /Szerk./ 1959. A Mezőföld természeti földrajza. Bp. Akad.K. 514./Földrajzi Monográfiák 2./
- BARTA F. 1959. A Balaton környéki felsőpannónai koru képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. — Földt. Közl. 89. 23–36.
- BENDEFY L. — V. NAGY I. 1969. A Balaton évszázados partvonal változásai. Bp. Műszaki K. 215.
- BULLA B. 1943. Geomorfológiai megfigyelések a Balaton felvidékén. — Földr. Közl. 1. 18–45.
- LÁNG G. — LÁNGNÉ BUCZKÓ E. 1969. A Füzfői-öböl környékének negyedidőszaki képződményei és felszínfejlődése. — MÁFI Évi Jel. az 1967. évről. 61–73.
- LÓCZY L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredményei. 1. köt. 1. rész. 1. sz. A Balatonnak és környékének fizikai földrajza. 1. I. 1. szakasz. Bp. 617.
- LÖRENTHEY I. 1911. Adatok a balatonmelléki pannóniai koru rétegek faunájához és sztratigráfiai helyzetéhez. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. köt. 1. rész. A Balatonmellék paleontológiája. Füg. IV. köt. Bp. 1–192.
- MAROSI S. 1954. Geomorfológiai megfigyelések a Mezőföld Balaton-tól ÉK-re elterülő részén. — Földr. Ért. 3. 433–443.
- PÁLFY J. 1975. Balatonfüzű O16/1., O20/4. és O20/5. hrsz-u ingatlanok felszínmozgásos mérnökgeológiai szakvélemény. Veszprém, Kézirat.
- PÉLFY J. 1976. Balatonkenese összevont rendezési tervéhez mérnökgeológiai szakvélemény. Veszprém, Kézirat.
- PÁLFY J. 1978. Balatonfüzű általános rendezési tervéhez mérnökgeológiai szakvélemény. Veszprém, Kézirat.
- PÉCSI M. 1969. A Balaton tágabb környékének geomorfológiai térképe. — Földr. Közl. 17. p. 101–126.
- PÉCSI M. 1971a. A földcsuszamlások főbb típusai. Földr. Közl. 19. 125–143.
- PÉCSI M. 1971b. Geomorfológia mérnökök számára. A felszínformáló exogén erők dinamikája. Bp. Tankönyvk. 241–243.
- PÉCSI M. 1971c. A domborzat egyensúly megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében. — MTA Biol. Oszt. Közl. 14. 29–37.
- PÉCSI M. — JUHÁSZ Á. 1974. Kataster der Rutschungsgebiete in Ungarn und ihre kartographische Darstellung. — Földr. Ért. 23. 193–202.

- PÉCSI M. 1975. Geomorfológia. Bp. MÁFI. 235. /UNESCO Nemzetközi továbbképző tanfolyam a mérnökgeomorfológia alapjairól és módszereiről./
- SZILÁRD J. 1967. Külső-Somogy kialakulása és felszínalaktana. Bp. Akad. K. 150. /Földr. Monográfiák 7./
- VADÁSZ E. 1960. Magyarország földtana. Bp. Akad. K. 646.

CSUSZAMLÁSOS FOLYAMATOK ORFÜ TÉRSÉGÉBEN

Lovász György

A Ny-i Mecsek É-i peremvidékén fekvő 16 km² kiterjedésű terület csuszamlásos folyamatokban igen gazdag. Feladatunknak tartottuk kiterjedésük meghatározását és térképezését.

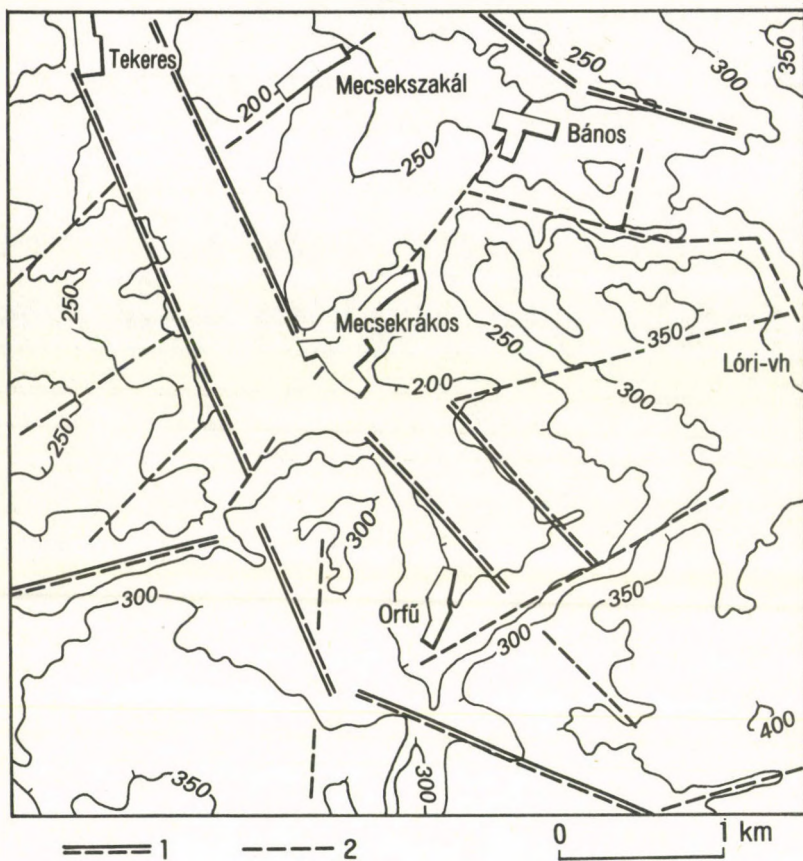
A szerkezeti és litológiai felépítés, valamint a klimatikus tényezők a formák több változatát alakították ki. Ezeket tanulmányoztuk, és igyekeztünk az eltérő sajátosságokat értelmezni.

A vizsgált térségben a csuszamlás az uralkodó jelenkori lepusztulási folyamat. Az egyéb formáknak csak alárendelt szerepük van. A mozgások hatása azonban érződik ezek alaki sajátosságain is. Vizsgálataink során adatokat szolgáltatunk ezekre vonatkozóan is.

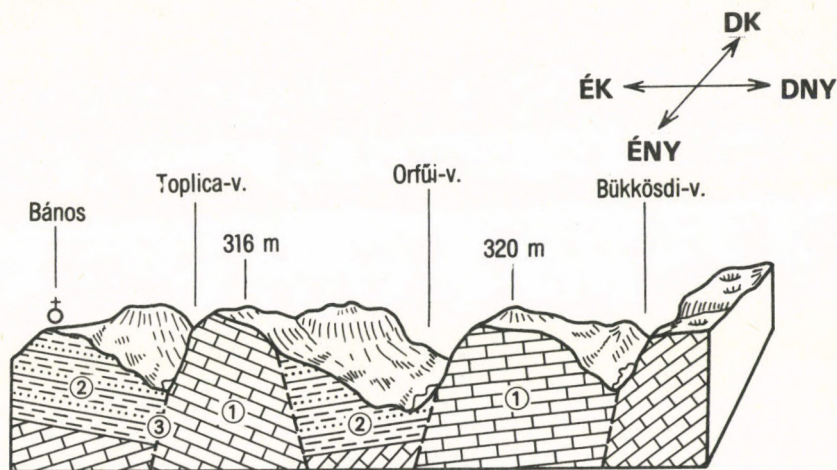
A csuszamlásokat kiváltó tényezők egyik csoportja térben és időben instabil. A meteorológiai elemeknek ez a sajátossága minden bizonnyal befolyásolja, sőt szabályozza a mozgások időbeli intenzitását. Ezekre vonatkozóan is adatokat szolgáltatunk.

1. SZERKEZETI-LITOLÓGIAI FELÉPÍTÉS

A tanulmányozott terület a Ny-i Mecsek É-i határában fekszik. A térség változatos felépítése és jelentős tektonikai zavartsága is ezzel hozható kapcsolatba. Nemcsak a feltárásokban észlelhetők és mérhetők rétegdőlések és csapásirányok, de az Orfű-Tekeresi völgyszakasz alaki sajátosságai is árkos süllyedékre utalnak



1. ábra. Szerkezeti vonalak Orfű térségében /Szerk.: LOVÁSZ GY./
 1 = posztpannon-ópleisztocén szerkezeti vonalak; 2 = ujpleisztocén-holocén szerkezeti vonalak



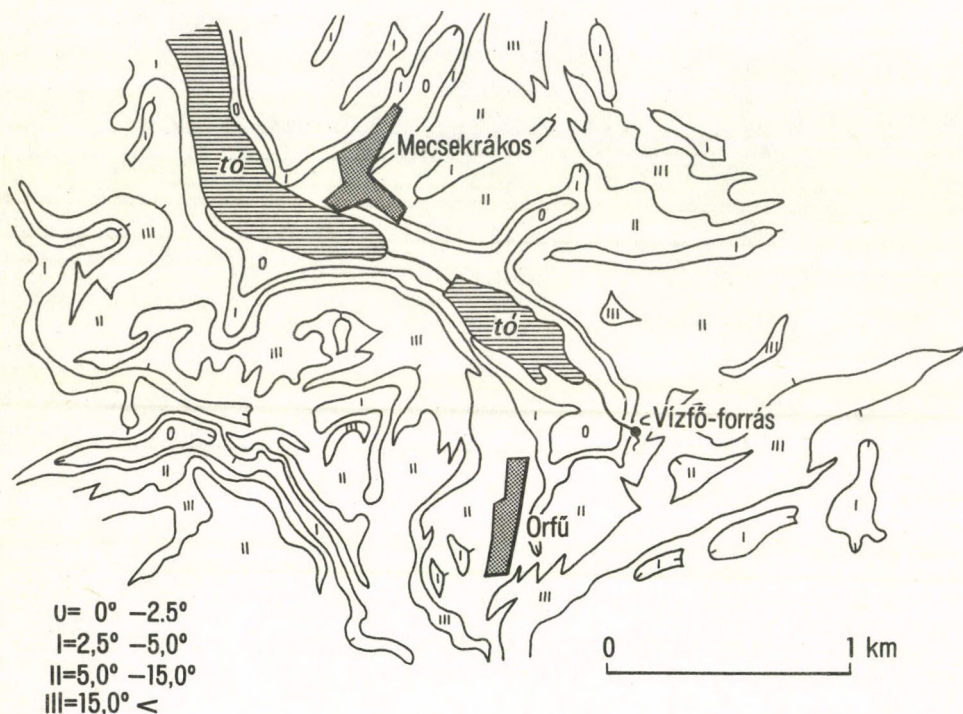
2. ábra. Orfű térségének általánosított geológiai tömbszelvénye
/Szerk.: LOVÁSZ GY./

1 = karbonátos kőzetek; 2 = homokos, agyagos, csuszamlásveszélyes kőzetek; 3 = szerkezeti vonalak

/BARABÁS A. – BARANYAI L. – JÁMBOR Á./1964./ . Ez az ÉNy-DK-i csapású egység a község K-i szomszédságában zárul le ÉK-DNy-i törésrendszer mentén /1. ábra/. Ez a völgy képezi tulajdonképpen a Mecsek mezozóos főtömegének É-i határát. Tovább É-i, ÉK-i irányban már csak keskeny sasbércek fordulnak elő, amelyek felépítésében már a szarmata karbonátos kőzetek is részt vesznek. Az említett ároktól északias irányban azonban ezek is a mélybe süllyednek, és dombvidéki jellegűvé válik a táj /2. ábra/. A miocén-pliocén felszínfejlődés eredményeként az Orfű-Tekeresi völgyszakaszt kárpátien agyagos homok, agyag és agyagmárga tölti ki /VADÁSZ E. 1935., BALOGH K. 1966., VENKOVITS I. 1954./. Rétegtani felépítésébe az Orfű feletti országuti feltárások adtak korábban némi betekintést. Ezek diszkordánsan támaszkodnak a főképpen anizuszi mészkőből épült magas helyzetű sasbércekre.

Szarmata kora karbonátos kőzetek csak Mecsekrákos /ma Orfű része/ szomszédságában ismeretesek. A lejtős és tetőhelyzetben

levő felszíneken csaknem mindenütt löszszerű képződmények fekszenek, mint fedők. A tipikus löszre jellemző tulajdonságaikat már elvesztették; egyrészt klimatikus okok következtében, másrészt – miután részt vesznek a lejtős mozgásokban – jelentős mértékben keveredtek homokos, agyagos anyagokkal. Ez utóbbi folyamat természetesen csak a lejtős felszínekre jellemző. A tőtőhelyzetben levők klimatikus hatások következtében veszítették el mésztartalmuk jelentős részét.



3. ábra. Orfű környékének lejtőkategória-térképe
 /Szerk.: LOVÁSZ GY./

2. CSUSZAMLÁSOK

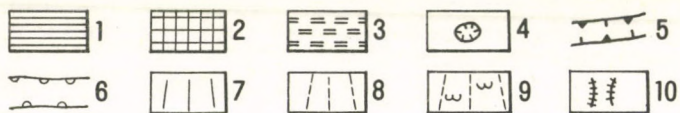
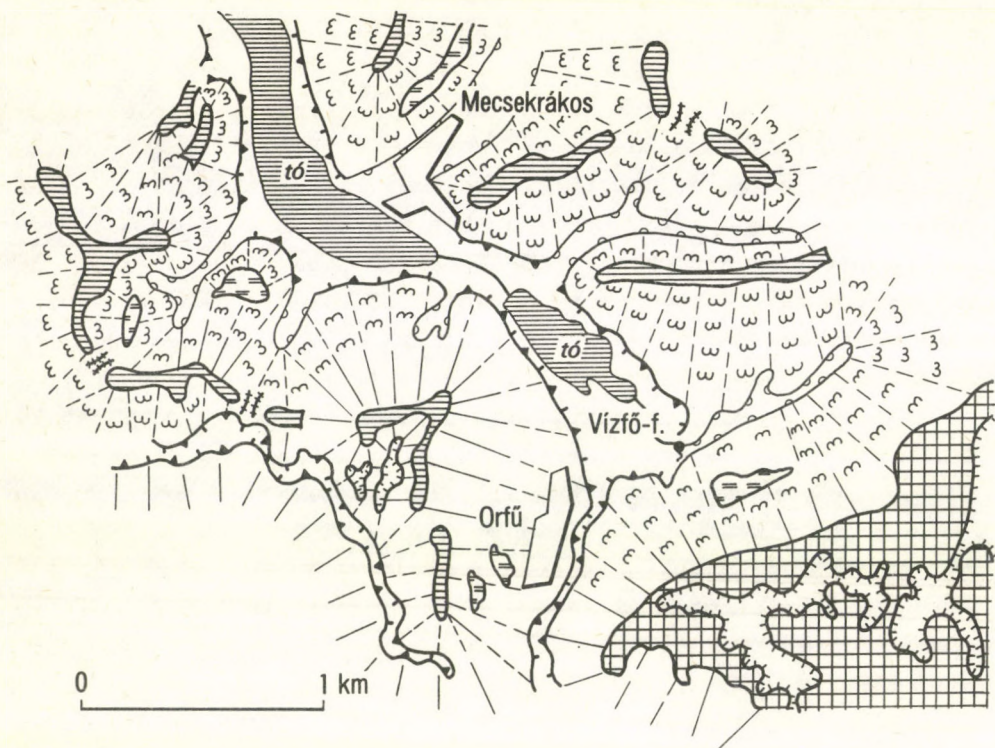
A vizsgált terület tulnyomó részén határozott lejtőtörés jelzi a karbonátos és mozgásra hajlamos kőzetek határát a felszínen. Különösen így van ez Orfütől ÉK-re, K-re és D-re. A mezozoós mészkőből épült lejtő a 15°-ot általában megközelíti, vagy meghaladja /3. ábra/. Ezért ebben a térségben különös jelentőséget tulajdonítunk a lejtőkategória és a csuszamlások együttes térképezésének. A mozgó, ill. mozgásveszélyes térségek határainak megállapításában nyújthat jelentős segítséget a lejtés térképezése.

Bár az alapkőzet minősége intenzív mozgásra ad lehetőséget, a csuszamlásokra ennek ellenére nagyon gyakran csak elmosódott mikroformák engednek következtetni. Az esetek tulnyomó többségében a lejtő síkjából alig kiemelkedő, csapására pedig szöveget záró csuszamláshalmazok utalnak a mozgásra. Ismerve az alapkőzet anyagát, azaz a homok és agyag, ill. agyagos padok sűrű váltakozását, feltehetően szőnyegszerű rétegcsuszamlásként értelmezhetők /PÉCSI M. 1971a, 1971b/.

Igen határozott kapcsolat rajzolódik ki a lejtőformák és a rajtuk található csuszamlások között /4. ábra/. A domboru lejtőkön /pl. az Orfű Ny-i szomszédságában fekvő Orfűi-h. és a Mecsek-rákostól Ny-ra elterülő Kalap-h./, ahol a lejtő alsó részét kivéve a felszín alatt mészkő található, a mozgásra utaló mikroformák teljes mértékben hiányoznak. A törtlejtők alsó, enyhe lejtésű szakaszán viszont általában jól kirajzolódnak a már különböző mértékben elpusztult csuszamláshalmazok. Az un. normális lejtőkön /pl. az Orfűi-h. és Kalap-h. közötti területen az Orfűi-völgy DNY-i oldalán/ ugyanezek a formák meglehetősen gyengén rajzolódnak ki.

A formák alaki megjelenése alapján arra következtethetünk, hogy a vizsgált területen eltérő intenzitású mozgásfolyamatok zajlanak le. Ugy véljük, hogy ezek a különbségek komplex tényezők hatására jönnek létre. A lejtőprofilokkal való kapcsolatuk tehát részben látszólagos.

Összefüggés látszik egyrészt a kőzetminőség, a rétegtelepülési és vastagsági viszonyok, valamint a hidrogeológiai adottságok, másrészt a mozgások intenzitása között.



4. ábra. Orfű környékének geomorfológiai térképe /Szerk.:

LOVÁSZ GY./

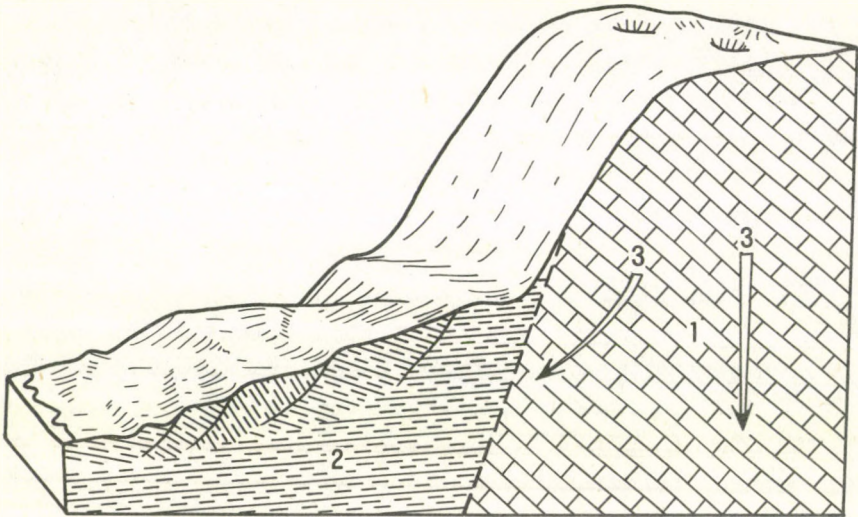
1 = völgyközi hát, dombhát; 2 = karsztosodott, platójellegű felszín; 3 = lejtőpihenő; 4 = dolina, dolinasor; 5 = eróziós völgy; 6 = deráziós völgy; 7 = stabilis lejtő; 8 = labilis lejtő; 9 = csuszamlásos lejtő; 10 = domborzati nyereg

A legintenzivebb a csuszamlás az Orfű KÉK-i szomszédságában fekvő un. Szakadáserdő területén, ahol ezt a ferde helyzetű fák és a friss megtartású csuszamláshalmazok egyaránt igazolják. A térség népi elnevezése /Szakadáserdő/ is erre utal. A tipikus törtlejtőknek csak az enyhébb, homokos, agyagos képződményekből épült szakaszán található ez a folyamat. A mozgásra hajlamos rétegsor kb. 350 m tszf-i magasságu anizuszi kagylósmész-kőből épült felszínnek támaszkodik. Az említett magasságban fekvő fennsík számos dolina található. Ennél fogva ott nincs felszíni lefolyás. A mészkőtestben viszonylag tágas karsztjáratok fejlődtek ki. Ezt látszik igazolni a csapadékintenzitás és az Orfűi-vizfő vízjárása közötti kapcsolat is. Nagy mennyiségű intenzív csapadék után ugyanis rövid időn belül tetemesen növekszik a forrás vízhozama. Felszínről származó anyagokat hoz a felszínre, és esetenként – a karsztban jelentkező hidrosztatikai nyomás hatására – több méter magasságba szökik a forrásból a vizoszlop. /SZABÓ P. Z. 1953./. Joggal feltételezhető, hogy ez a tágas rendszer ilyenkor – és a karszt feltöltött állapotában – egyelőre még ismeretlen mennyiségű víztömeget ad le a homokos agyagos rétegsornak. Ez is szerepet játszhat a gyakori és viszonylag jelentős mozgások létrejöttében /5. ábra/.

Hasonló a hidrogeológiai helyzet a Szakadáserdő közelében, Mecsekrákostól DK-re fekvő, DNy-i kitettségű lejtőn is. Nemi különbség a miocén rétegeknek a karsztvízzel való kapcsolatában valószínűsíthető. A magasra emelt karsztnak feltehetően kisebb a vízkészlete. Ez is szerepet játszhat a csuszamláshalmazok elmosódottabb alaki megjelenésében, ami kisebb mozgás-intenzitásra enged következtetni.

Mecsekrákos és Tekerés között a völgy DNy-i oldalán lényegesen megváltoznak a hidrogeológiai és domborzati viszonyok. A karbonátos kőzetekből épült sasbércek mintegy 100 m-rel alacsonyabak, ÉNy-DK-i csapásúak, és a Ny-i Mecsek nagyterületű mészkőtestéből a mintegy 70 m relatív mélységű Abaligeti-völgy választja el. Ez az Abaligeti karszt vizével való közvetlen kapcsolatot bonyolultabbá teszi. A hidrosztatikai nyomás hatására csak ritkán feltételezhető karsztvíz átáramlás az alacsony helyzetű keskeny sasbércekben. Magasságuk is változó. Az Orfűi- és a Kalap-

ÉNY ← → ÉK
 DNY ← → DK



5. ábra. A Szakadáserdő hidrogeológiai tömbszelvénye /Szerk.:
 LOVÁSZ GY./
 1 = mészkő; 2 = mozgásra hajlamos rétegek; 3 = a víz feltételez-
 zett mozgásirányai

hegy környezetéből magasabbra emelkednek, és oldalukon törtlejtő jelzi a mészkő és miocén rétegek határát. Ezekben minden bizony-nyal önálló, tágas járatrendszer is kifejlődött, amelynek tulteli-tődése esetén a forrásokból /pl. orfői Sárkány-forrás/ szökőkut-szerűen áramlik a víz /SZABÓ P. Z. 1951/. Az alacsony maradt sasbérceken megnövekszik a fedőrétegek vastagsága, ami viszont a mészkőbe jutó víz mennyiségét jelentős mértékben csökkenti. A miocén rétegek – az említett két magasra emelt sasbérc kivéte-lével – felnyulnak a sasbérc tetőszintjének közelébe. Az elmo-sódottan kirajzolódó csuszamlástestek erre a településre utalnak.

Végeredményben tehát az alacsony helyzetű és a miocén-pleisz-tocén rétegekbe jobban beágyazott sasbérc normális lejtőin a csuszamlásokat elsősorban a csapadékból helyben beszivárgott

vizek váltják ki. Ezek a mennyiségek pedig nyilvánvalóan nem képesek a Szakadáserdőhöz hasonló mozgás-intenzitást produkálni. Ezek a mezőgazdasági művelésű lejtőkön intenzív az areális lemosás. Ez viszonylag rövid időn belül elegyengeti a csuszamláshalmazok felett keletkezett mélyedéseket. Feltehetően ezekkel a folyamatokkal is összefügg a csuszamlásos formák elmosódott jellege.

A csuszamlásveszélyes felszínek rendkívül kicsiny térségre szorulnak vissza. Ide sorolhatók a domboru lejtők legalsó homoru szakaszai. Legnagyobb kiterjedésben az Orfüi- és a Kalap-hegy aljában fejlődtek ki. A csuszamlások hiányát magyarázza az is, hogy a mozgásra hajlamos miocén rétegek a pleisztocén folyamán lepusztultak. Szerepet játszhat az is, hogy a jellegzetes domborzati viszonyok következtében a beszivárgott víz mennyisége csekély. Hasonló jellegű terület rajzolódik ki az Orfü-Tekeresi völgy DNY-i pereméhez csatlakozó keskeny lejtős sávban is, ahol a gyenge lejtés negatívan hat a mozgások megindulására.

Ugy tűnik tehát, hogy meglehetősen szoros kapcsolat van az Orfü környéki mozgásfolyamatok intenzitása és a térség hidrogeológiai, ill. domborzati adottságai között.

A meteorológiai elemek szakaszos mennyiségi változásának nyomkövetésével adatok szolgáltatathatók a mozgásfolyamatok intenzitásváltozásának megállapításához. A csuszamlásokat kiváltó tényezők instabil elemeit elsősorban a csapadék és a hőmérsékleti viszonyok jelentik. Ez utóbbi indirekt hatása. Növekedése esetén fokozódó párolgás tételezhető fel, amely viszont jelentősen mérsékli a beszivárgást és a felszíni lefolyást. A nedvességviszonyok változásának érzékeltetésére Abaliget 80 éves /1901-1980/, havi csapadékváltozásait vettük figyelembe. Nyilvánvaló azonban az is, hogy a csuszamlásokat elsősorban a téli félévi csapadékviszonyok befolyásolják. A léghőmérséklet szerepe ekkor a minimumra csökken, hiszen hidrológiai szempontból nem fokozódik jelentős mértékben a párolgás.

Az októbertől márciusig terjedő időszak egyes hónapjai csapadékviszonyainak két ellentétes tendenciája rajzolódik ki a regresszió analízis során nyert paraméterek tükrében /1. táblázat/. A csökkenő vagy növekvő tendenciát az $y = a \cdot x + b$ képletben szereplő "a" előjele és értéke érzékelteti. Annak érdekében, hogy

a változások mm-ben kifejezett értékeit is érzékeltessük, kiszámítottuk az "y" növekedését %/ az "x"-hez viszonyítottan.

1. táblázat. A téli félév csapadékösszegeinek változástendenciái*
Abaliget 1901-1980

X.	XI.	XII.	I.	II.	III.
-0,28	0,51	0,18	0,16	0,12	-0,13

A havi csapadékösszegek módosulása %/

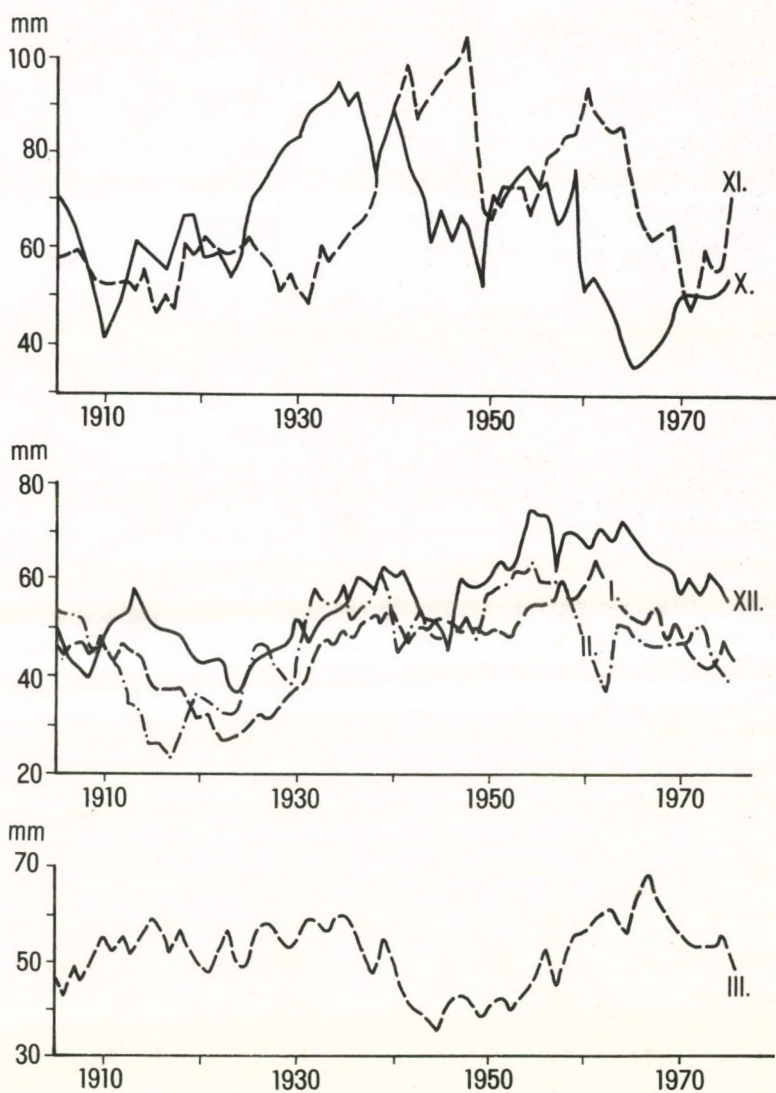
-29,3	80,7	22,6	33,1	23,1	-19,1
-------	------	------	------	------	-------

* a regressziós együttható "a" értéke az $y = a \cdot x + b$ összefüggésben

A tanulmányozott időszak elején /október/ és végén /március/ tetemes mértékben mérséklődnek a havi csapadékösszegek. Különös geomorfológiai jelentőséget tulajdonítunk az októberi szárazodási folyamatnak /29%/. A karsztos üregrendszer ugyanis ebben az időben kezd feltöltődni a nyári kiürülést követően. Az általános csökkenés következtében az orfői csuszamlások mozgásintenzitását befolyásoló karsztban mérsékeltebb ütemű a feltöltődés. Az elmúlt 80 év alatt tehát csökkent a folyamat kiváltódását elősegítő hidrológiai tényező szerepe. A csapadékösszegek azonban jelentősen ingadoztak a század eleje óta /6. ábra/. Tekintélyes pozitív kilengés rajzolódik ki az 1920-as évek közepétől az 1940-es évek közepéig.

Századunk eleje óta a novemberi csapadékösszegek jelentősen növekedtek. Ez a klimatikus folyamat a csuszamlások felélénkülésének irányába hat. A tapasztalható szinguláris ingadozások hasonló szélsőséget mutatnak, mint októberben /6. ábra/. A kilengések azonban az októberiekkel ellentétesek.

Az elmúlt nyolc évtizedben december csapadékossága csaknem folyamatos ütemben emelkedett. /6. ábra/, bár a regressziós együttható novembernél jelentősen kisebb emelkedést jelez /1. táblázat/.



6. ábra. A csapadékváltozékonyság mozgástrendje októbertől márciusig 1901-1980 között

A januári csapadékösszegek intenzívebben emelkedtek. A század eleje óta kirajzolódó kilengések pedig szinte teljes mértékben azonosak a decemberiekkel /6. ábra/.

A februári csapadékosság általános növekedése az előző hónapokhoz képest mérséklődött /1. táblázat/, de kilengései lényegében a decemberben és januárban megismertekkel azonosak /6. ábra/.

A téli félévi csapadékosság most vázolt változásának jellege tulajdonképpen időben két részre oszlik. Ősszel /októberben és novemberben/ egyrészt az ellentétes tendenciák, másrészt a rendkívül szélsőséges kilengések jellemzőek. Télen /decemberben, januárban és februárban/ a növekvő irányzat a jellemző folyamat, ami nemcsak a regressziós együtthatókban nyilvánul meg, hanem a kilengések jellegében is. Kora tavasszal /márciusban/ a csapadék-változás tendenciája az őszi helyzethez hasonlít, amennyiben jelentős anomáliák jellemzik.

A téli félév csapadékosságában kirajzolódó nagy változatos-ságnak sajátos integrált hidrológiai, ill. geomorfológiai vetülete van. Ezt a folyamatot párhuzamba állítva a csuszamlásaktivitás időbeli változásával, a következők valószínűsíthetők:

a/ Az 1920-as évek közepétől az 1960-as évek közepéig jelentősen fokozódott a téli félévi vízbetáplálás. Ennek vetületeként feltételezhető, hogy ugyanebben az időszakban a mozgásfolyamatok aktivitása is felélénkült.

b/ A karszt feltöltődésének maximuma a jelzett időszakban fokozatosan áttolódott őszi-ről télre, ill. kora tavaszra. Az 1920-as évek közepétől októberben volt a téli évszak átlagához viszonyított legjelentősebb havi vízbevitel. Az 1940-es évektől ez novemberre tolódott. Az 1950-es évek elejétől az 1960-as évek közepéig a betáplálás maximuma decemberre, és az év első két hónapjára, ezt követően pedig márciusra tolódott /6. ábra/. Ez a jól kirajzolódó klimatikus folyamat nyilvánvalóan a csuszamlások felélénkülésének időbeli eltolódásában is éreztette hatását, hiszen kiváltódásuk egyik legdőntőbb tényezője a kőzetek átnedvesedésének mértéke.

IRODALOM

- BALOGH K. 1966. /Szerk./ Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIII. Pécs Bp. MÁFI 195.
- BARABÁS A. – BARANYI L. – JÁMBOR Á. 1964. A Mecsek és a Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegység térképe. 1:100 000. 1963. In: Szénási Gy. /Szerk./ A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. – MÁELGI fvk. 1. térk. mell.
- PÉCSI M. 1971a. Geomorfológia mérnökök számára. Bp. Tankönyk. 243.
- PÉCSI M. 1971b. A földcsuszamlások főbb típusai. – Földr. Közl. 19. /95./ 125–143.
- SZABÓ P. Z. 1951. A Sárkánykut. – Földr. Könyv- és Térképtár Ért. 2. 7–9.
- SZABÓ P. Z. 1953. A Mecsek karsztviz rendszere. – Hidr. Közl. 33. 241–251.
- VADÁSZ E. 1935. A Mecsek hegység. Bp. Földt. Int. 180. /Magyar tájak földtani leírása./
- VENKOVITS I. 1954. Orfű környékének /Mecsek hegység/ földtani viszonyai. – MÁFI Évi Jel. 1952-ről. 210–205.

A NESZMÉLY-DUNAALMÁS-DUNASZENTMIKLÓS KÖZÖTTI
FELSZINMOZGÁSOS TERÜLET 1:10 000-ES MÉRETARÁNYU
GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPÉNEK MAGYARÁZÓJA

Ádám László - Schweitzer Ferenc

A TERÜLET ÁLTALÁNOS TERMÉSZETFÖLDRAJZI JELLEMZÉSE

I. TÁJI JELLEG ÉS ELHATÁROLÁS

A Neszmély-Dunaalmás-Dunaszentmiklós között elhelyezkedő 17 198 km²-nyi kiterjedésű, Gerecse-peremi dunai teraszvidék a Komárom-esztergomi teraszos síkság legmagasabbra kiemelt /legnagyobb magassága 333 m, átlagos magassága 225--50 m a tszf./ területe. A különböző tájtipusokat egyesítő terület határa a Duna kivételével nem esik egybe a domborzat szerkezeti-morfológiai határaival, hanem többnyire akkumulációs és felszínmozgásos folyamatokkal kialakított, változatos reliefenergiájú felszíneken huzódik /1. ábra/.

A Gerecse heglábfelszínének támaszkodó, É felé fokozatosan lejtősödő területét a Tata folyó és a Csapás-völgy bővizű patakja övezi. Így Ny-on a Tata folyó és a hozzá kapcsolódó, felületi és barázdás erózióval lepusztított, eróziós árkokkal felszabdalt teraszos völgylejtő határolja és különíti el a szomszédos területektől. K-en a Csapás-völgy területünkre eső völgyszakasza, valamint a Meleges-hegy és az Élő-Haraszt eróziós árkokkal csipkézett lejtője a határ. DK-en és DNy-on pedig a Madari-hát /304 m/, az Öreg-hegy /333 m/, a Kozma-hegy /306 m/, a Látó-hegy /307 m/, a

Kőpíte /292 m/ és a Csucsos-hegy /264 m a tszf/ vonalában huzódó, édesvizi mészkőből álló tanuhegyek vonulata határolja el, és választja el a Gerecse hegyláb felszínétől.

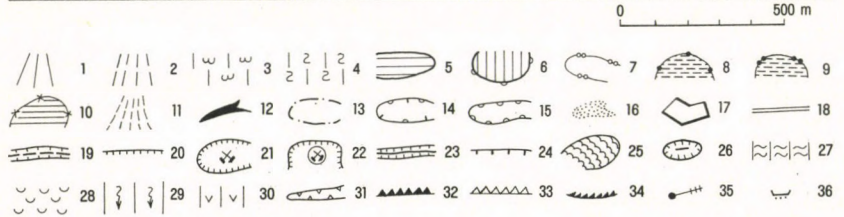
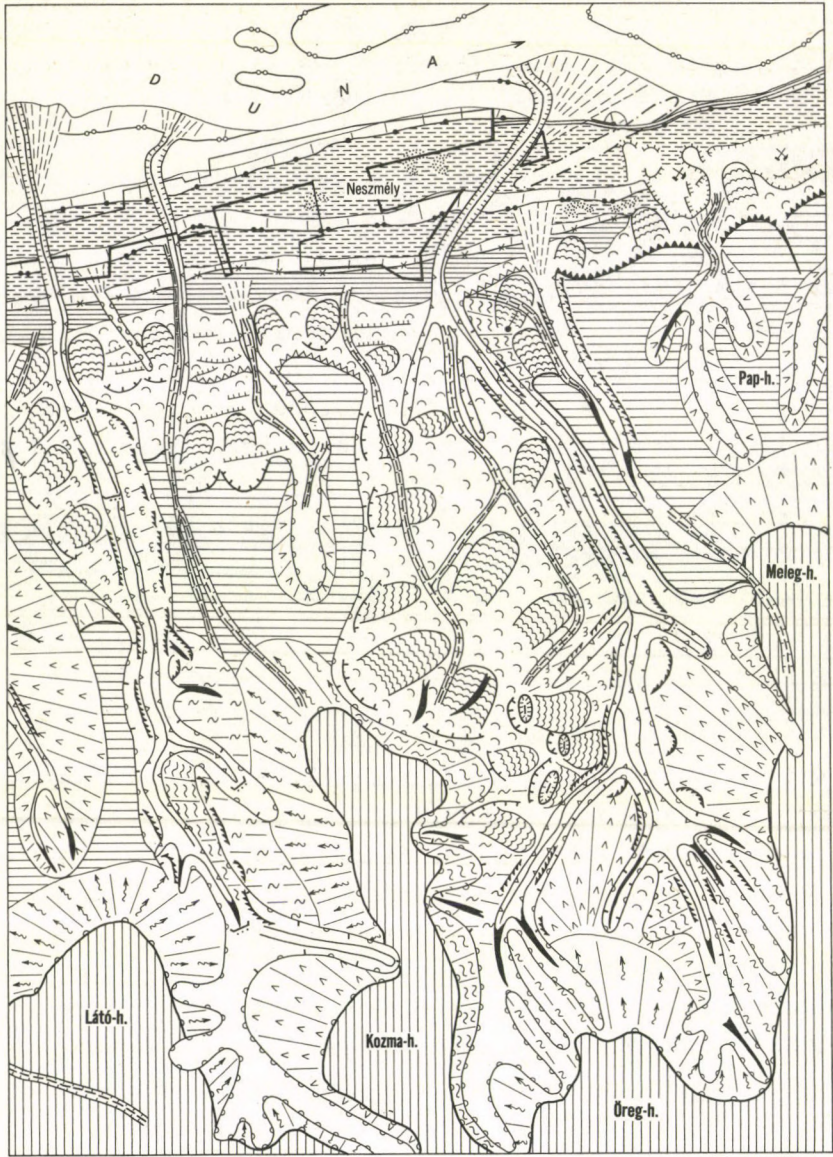
A Gerecse hegyláb felszínének támaszkodó, D felé egyre jobban kiemelkedő teraszvidéket különböző genezisű és geomorfológiai arculatu részvizgyűjtők jellemzik.

A fentiekben körülhatárolt terület nagyobb része aprólékosan felszabdalt, közepes reliefenergiájú /80–100 m/km²/ dombsági fel-szín, kisebb része pedig alacsony fekvésű, helyenként hordalék- anyaggal fedett homokos síkság /PÉCSI M. 1959a, 1975/, a Duna új- pleisztocén teraszai /II/a, II/b/ holocén árterei /magas és al- csony ártér/. A térképezett területet a közös természetföldrajzi adottságok mellett, számos sajátos, egyéni tájvonások is jellem- zik, ami kifejezésre jut az egyes vizgyűjtők különböző földtani felépítésében, eltérő hidrogeológiai viszonyaiban és geomorfoló- giai arculatában is.

1. Földtani felépítés

A terület kialakulása, elsősorban földtörténeti és geomorfo- lógiai fejlődéstörténete a sok hasonlóság és rokonvonás mellett számos vonatkozásban különbözik a szomszédos Duna-menti teraszvi- dék kistájainak kialakulásától és geomorfológiai fejlődésmeneté- től. A különbözőségek elsősorban a terület eltérő földtani felépi- tésében, változatos rétegtani viszonyaiban, eltérő szerkezeti tu- lajdonságaiban és sajátos hidrogeológiai adottságaiban jutnak ki- fejezésre.

Területének több mint kétharmad része változatos rétegsoru fi- atal harmad-negyedidőszaki medenceüledékekből /felsőpannóniai agyag, homok; homokos kavics, kavicsos homok, iszapos homok, lösz, homokos lösz, különböző jellegű deluviális löszös üledékek/, ki- sebb része pedig édesvizi mészkőből épült fel /1., 2., 3. ábra/. Ugyanakkor az egyes vizgyűjtők földtani felépítésében is elég je- lentős közettani különbség mutatkozik. A fekü kőzetet több száz méter vastagságban az egész területen regionálisan elterjedt ké- kesszürke, zsiros tapintatu, tömör szerkezetű, felsőpannóniai agyag képviseli. A tömött agyagréteg felső 10–15 m-es szintjét



1. ábra. Almásneszmély–Dunaszentmiklós közötti felszínmozgásos terület geomorfológiai térképe

/Felvételezte és szerkesztette: ÁDÁM L. – SCHWEITZER F./

LEJTŐK ÁLLAGA: 1 = stabil lejtő; 2 = instabil csuszamlásos lejtő; 3 = aktív csuszamlásos lejtő; 4 = csuszamlásveszélyes lejtő

HEGYIDOMTANI FORMÁK: 5 = völgyközi hát; 6 = hegyláb felszín, hegyláb lejtő

AKKUMULÁCIÓS FORMA: 7 = 1b sz. terasz; 8 = 2a sz. terasz; 9 = 2b sz. terasz; 10 = 3 sz. terasz; 11 = törmelékkup

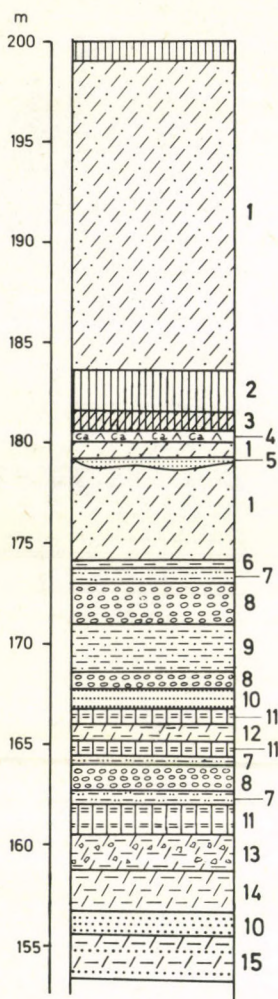
MEDREK–VÖLGYEK: 12 = eróziós vizmosások; 13 = kisebb vízfolyások; elhagyott medrei; 14 = eróziós–deráziós völgy; 15 = deráziós völgy

HOMOKFORMÁK: 16 = parti dűne

ANTROPOGÉN FORMÁK: 17 = település; 18 = út; 19 = mélyút; 20 = álterasz; 21 = külszíni bánya, felhagyott; 22 = külszíni bánya, feltöltött; 23 = csatorna

FELSZÍNMOZGÁSOS FORMÁK: 24 = szeletes földcsuszamlás szakadásfrontja; 25 = szeletes földcsuszamlás halmaza; 26 = csuszamlás és suvadás közötti halmazok, kismélyedések; 27 = időlegesen nyugalomban lévő csuszamlásos lejtő; 28 = régi csuszamlásos, hullámos felszín; 29 = lejtőleomosás; 30 = barázdás erózió; 31 = löszszurdik, horhos; 32 = labilis meredek partfal; 33 = stabil meredek partfal; 34 = omlásveszélyes meredek partok

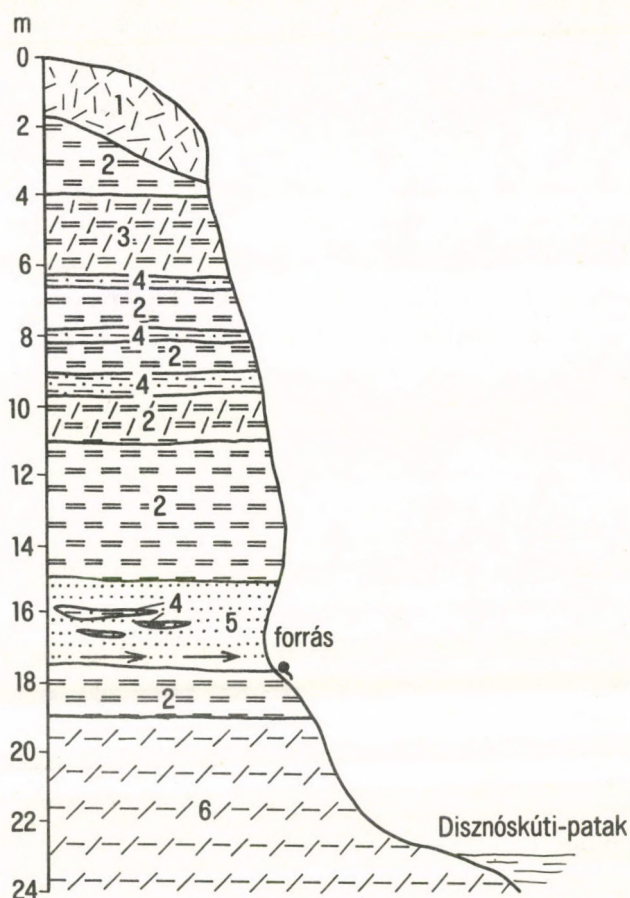
TÖMEGMOZGÁSOKKAL KÁROKAT SZENVEDETT LÉTESÍTMÉNYEK: 35 = épületkárok; 36 = károsodott gátak, partvédő művek



2. ábra. A Disznóskuti-völgy középső szakaszának földtani szelvénye /a neszmélyi Vár-hegy Ny-i völgyoldala/.

- 1 = finomhomokos rétegzett lösz;
- 2-3 = fosszilis talajok;
- 4 = CaCO_3 szint;
- 5 = proluviális homok;
- 6 = iszap;
- 7 = iszapos homok;
- 8-9 = kavics, iszapos homok;
- 10 = csillámos sárga homok;
- 11 = hidromorf talaj;
- 12 = sárga kövér agyag;
- 13 = felsőpannoniai szürkésárga mészgöbécse kövér agyag;
- 14 = felsőpannoniai kékagyag;
- 15 = vékony /2-5 cm/ homok és iszapos homokrétegekkel tagolt kékeszürke felsőpannoniai agyag

sűrűn váltakozó, néhány cm-es /1-4 cm/ agyagos homokzinórok és 40-50 cm vastag, lencsés homokbetelepülések tagolják. Utóbbiak szolgáltatják a rés- és forrásvizek felszínre törését. A terület K-i és középső részén /Disznóskuti-völgy, Nyáraska-völgy/ a kékeszürke vízzáró agyagréteget 2-10 m vastag leveles szerkezetű tarka agyag fedi, de ahol az hiányzik, ott a közvetlen fekére dunakavics települ /1. ábra/, amit váltakozó vastagságu /10-30 m/



3. ábra. A Disznóskúti-völgy felső szakaszának földtani szelvénye
/Meleges-hegy Ny-i partfala/

- 1 = partomlás halmaza; 2 = szürkéssárga felsőpannóniai agyag;
 3 = szürkéssárga Fe és Mg foltos tarkaagyag; 4 = fás lignitréteg;
 5 = agyaglencsékkel tagolt szürke, csillámos, középszemű homok;
 6 = felsőpannóniai kékagyag; ♣ = rétegforrás; → = vízáramlás iránya

lősztakaró borít /KÉZ A. 1934; PÉCSI M. 1959a/. A dunakavics települése sem regionális. A pleisztocén folyamán az erózió, a szoliflukció és a csuszamlásos mozgások a széles, tágas völgyekből rengeteg teraszanyagot hoztak ki. A cirkusszerűen kitáguló, erózióval átalakított deráziós völgyekben ma már csak kisebb-nagyobb foltkokban, fészkekben fordulnak elő. Vízterelő szerepük azonban helyen-

ként ma is jelentős. Hasonlóképpen a felszint borító lösz vastagsága sem egyöntetű, és nem mindenütt szálban álló. A völgyközi hátaakat általában 20–40 m vastag lösztakaró borítja /PÉCSI M. 1959a, 1975, KAISER M. 1972/. A völgyek belsejét általában lejtőleöblítéssel, szoliflukcióval és csuszamlásos mozgásokkal áttelepített deluviális löszös üledékek bélelik ki /2. ábra/, aminek a vastagsága rendkívül változó /1–20 m/. A völgyek belsejében többnyire csak a fosszilis suvadások halmain települ szálban álló típusos lösz. Változó vastagságuk és deluviális jellegük /áttelepített kevert löszös üledék! / jelentősen befolyásolják a felszíni beázás következtében kialakuló csuszamlásos, rogyásos tömegmozgásokat.

A Duna mentén a felsőpanóniai kéesszürke agyagra közvetlenül az ujpleisztocén teraszok /II/a és II/b/ kavicsos-homokos anyaga települ /PÉCSI M. 1959a/.

A változatos kőzet- és rétegtani adottságok, a szerkezettől, a domborzattól, az éghajlati hatásoktól, valamint a növény- és talajtakarótól függően a részvizgyűjtők vízháztartásának alakulását /beszivárgás és lefolyásviszonyok/ különböző mértékben és módon befolyásolják. Természetesen ebben jelentős szerepük van a mögöttes területről /Gerecse és annak heglábfelszine/ érkező, ma még felbecsülhetetlen mennyiségű karsztos eredetű felszín alatti vizeknek is.

2. A domborzat mai képe

A kőzettani, rétegtani, szerkezeti és fejlődéstörténeti különbözőségek következtében a terület részvizgyűjtőinek felszíni domborzatában is jelentős különbségek vannak. A Gerecse előterét pusztuló heglábfelszinek, a dombsági területeket sűrű és mély völgyhálózat /erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek, deráziós völgyek, eróziós völgyek/, nagy mélységű /10–30 m/ eróziós szakadékvölgyek /löszszurdikok/, vizmosások és árkos eróziós formák, lepusztulásból kimaradt löszháta és keskeny vízvásztó gerincek, /lösszel fedett idősebb pleisztocén teraszok és teraszmaradványok/, tanuhegyekre bontott völgyközi háta /deráziós és eróziós-deráziós tanuhegyek/, löszmélyutak, löszszakadékok,

labilis és stabilis meredek homlokperemek, különböző típusu pusztuló és épülő lejtők, változatos antropogén formák /tereplépcsők, a lösz lepusztulásformái stb./, csuszamlásos, suvadásos és rogyásos tömegmozgásos formák, nagyméretű partomlások, valamint enyhe lejtőjű pusztuló teraszfelszínek /II/a és II/b sz. teraszok/ jellemzik.

A felsoroltak közül területünk geomorfológiai arculatát első sorban a tágas, löszszurdikkal felnyílt eróziós-deráziós cirkusz-völgyek és a tömegmozgásos formák változatos típusai határozzák meg. A térképezett terület /17 198 km²/ csaknem 25%-át /4 245 km²/ lejtőcsuszamlásos, suvadásos és rogyásos-omlásos, fosszilis és recens tömegmozgások jellemzik.

3. Az éghajlat jellemző vonásai

A Gerecse-peremi dunai teraszvidék a mérsékelt meleg, mérsékelt száraz, enyhe telű éghajlati körzethez tartozik /KAKAS J. 1960/. A terület tulnyomó részét a Kisalföld borultabb tájaihoz sorolhatjuk: a felnözet évi átlaga valamivel 60% alatt marad. Ennek ellenére is feltűnő a nyári hónapok viszonylag borultabb /43-52%/ jellege. A napsütés évi összege 2000 óra körül mozog, a legmelegebb hónapban, júliusban 290 óra. A hőmérséklet évi ingása, a legmelegebb és leghidegebb hónap középhőmérsékletének különbsége 21,5-22^o. Tele viszonylag enyhe /január középhőmérséklete -1-1,5^o/, de már a kontinentális hatás kisebb mértékű növekedését jelzi /PÉCZELY GY. 1975/.

A terület jellemző éghajlati vonása, hogy viszonylag gyorsan tavaszodik, a hőmérséklet napi közepe április 10-15 között meghaladja a 10^o-ot. Nyara az érvényesülő kontinentalitás következtében viszonylag meleg, a legmelegebb hónap középhőmérséklete /július/ 21-21,5^o. Ennek megfelelően a nyári napok száma 65-70, a hőségnapoké pedig 10-15 között váltakozik. /KAKAS J. 1960, BACSÓ N. 1948/. A terület uralkodó szele az ÉNy-i /19%/ , de csaknem azonos gyakorisággal szerepel a Ny-i /17%/ irányu szél is /SZABÓNÉ PAPP É. 1962/.

Térképezett területünk a dunai teraszvidék legszárazabb éghajlati körzete. A csapadék évi összege a terület nagyobb részén még

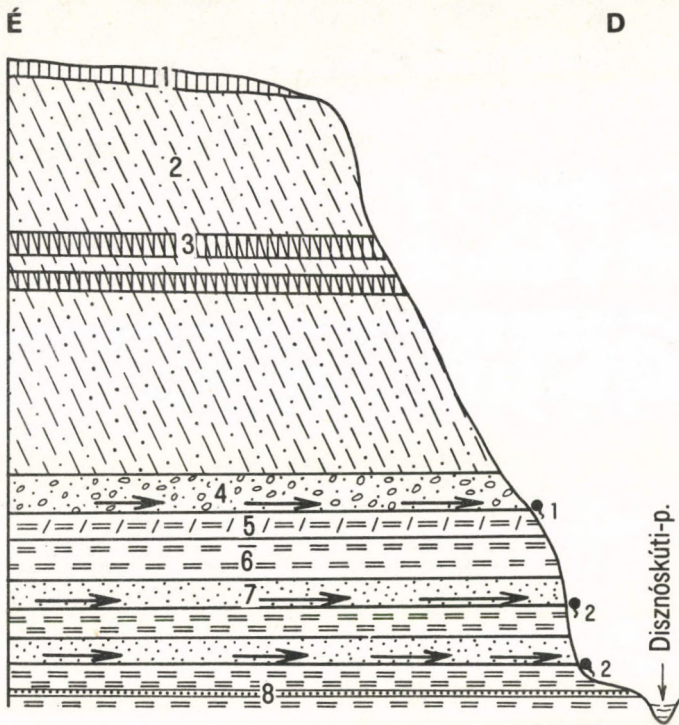
az 550 mm-t sem éri el, s csak D-i részén, a Gerecse É-i peremén emelkedik 600 mm-ig. A csapadék évi járását a májusi esőmaximum jellemzi, de az átlagos havi csapadékösszeg még ebben a hónapban is kevés /55-65 mm/, ami hangsúlyozottan a terület száraz jellegére utal. A kevés csapadéku terület viszonylag hóban is szegény. A hótakarós napok száma a 35-öt sem éri el, s a hórétteg átlagos vastagsága /7-8 mm/ is jelentéktelen /BACSÓ N. - KAKAS J. - TAKÁCS L., 1953, KÉRI M. - KULIN J. 1953/.

A terület évi vízmérlege a szükös csapadék és a mérsékeltlen meleg, mérsékeltlen száraz éghajlata miatt jelentős hiánnyal zárul, amely a 125 mm-t is meghaladja. A jelentős vízhiány és a szeles időjárás talajszáritó hatása következtében a dunai-teraszvidék legkedvezőtlenebb vízellátottságu területe /PÉCZELY GY. 1975/.

4. Vizrajzi viszonyok

A kistáj vízföldrajzi adottságai a mögöttes területekről /Gerecse É-i előtere/ érkező felszín alatti hozzáfolyás következtében területenként lényeges különbséget mutatnak, és az alacsony csapadéértékek és a magas párolgás mellett az egyes részvizgyűjtők vizháztartás-mérlegét optimálisan befolyásolják. Ez a magyarázata annak, hogy a kevés csapadéku terület kedvezőtlen vízháztartása miatt számításba vehető felszíni vízfolyások csak az egyes részvizgyűjtők szerkezetileg előrejelzett nagyobb eróziós-deráziós völgyeiben alakultak ki, de a szárazabb évszakokban azok is csak kis vízhozammal /20-100 l/s/ rendelkeznek.

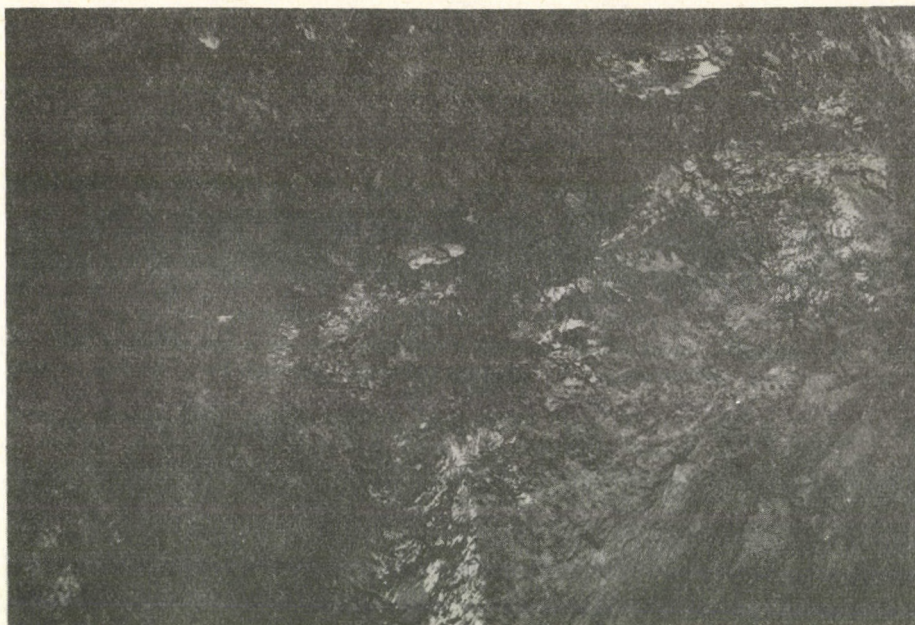
a/ A terület fő vízfolyása a Disznóskuti-völgy patakja /közepes vízhozama 200 l/s és a Nyáraska-völgy patakja /közepes vízhozama 140 l/s/. Mindkettő a térképezett területen belül ered, s így közvetlen felszíni utánpótlást a forrásokban gazdag Gerecse peremterületéről nem kap. Többnyire a lösztakaró alatti terasz kavicsban felhalmozódott talajvizből és a felsőpannóniai üledékek felső homokos szintjeiben tározódó rétegvizekből táplálkoznak /3. ábra, 1. kép/. A vizadó rétegek azonban csak vékony /30-50 cm/ szakadozott foszlányokban fordulnak elő. Belőlük a vizek forrás- ill. részvízként buggyannak elő a felszínre a mélyre vágódott szurdikok



4. ábra. Vázlatos hidrogeológiai szelvény a Disznóskúti-völgy völgyfőjéből.

1 = recens csernozjom talaj; 2 = rétegzett finomhomokos lösz;
 3 = csernozjom jellegű fosszilis talaj; 4 = terasz kavics és homok;
 5 = sárgásszürke Fe és Mg foltos tarka agyag; 6 = szürke felsőpannóniai agyag;
 7 = szürke csillámos felsőpannóniai homok; 8 = vékony homokrétegekkel tagolt kékeszürke felsőpannóniai agyag; → = vízáramlás iránya; ●₁ = talajvízforrás; ●₂ = részvízforrás

oldalán és völgytalpán. A tagoltság és a fosszilis csuszamlások következtében a források száma nagy /4. ábra, 1. kép/. Mivel a párolgás csaknem azonos értékű a csapadékkal /550 mm/, helyi lefolyásra is alig kerül sor /SOMOGYI S. 1975/. A lefolyási tényező a szomszédos dunai teraszvidékhez hasonlóan becslések szerint itt is megközelítőleg 3–5%-os, ami mindössze 0,6–1 l/s.km²-es fajlagos lefolyást eredményez /a VITUKI adatai nyomán SOMOGYI S. 1975/. A nagy esésű patakokat kivétel nélkül mind kiegyensúlyozatlan vízjárás jellemzi. Csak a tavaszi hóolvadás és a heves nyári záporok idéznek elő jelentékeny lefolyást /3–5 m³/s/ és az átlagnál magasabb vízállást.



1. kép. Résvizszivárgás a vékony /1-2 cm/ homokrétegekkel tagolt kékeszürke pannóniai agyagból /a szivárgás 100-150 m-es szakaszon jellemző/

b/ A csapadékszegénység, a magas párolgás és a gyenge vízkapacitású negyedidőszaki üledékek /tulnyomóan lösz és deluviális löszös üledékek/, valamint azok vízzáró agyagos feküinek közelsége miatt, általában a terület felszín alatti vizekben sem gazdag. Ugyanis a terület nagyrészen megfelelő vízkapacitású homokos-kavicsos üledékek hiányában a vízzáró agyagos üledékek jelentékenyebb víztározást nem tesznek lehetővé. Természetesen ezen a téren is részvizgyűjtők szerint jelentékeny különbségek vannak. A nagyobb kiterjedésű vizgyűjtőkön a talajvíz a völgyközi hátakról, a tanuhegyekről és a Gerecse előterében elhelyezkedő hegyláb felszínekről a nagy mélységű, tágas völgyek /Disznóskuti-, Nyáraskai-Izsán-völgy/ felé áramlik, de a völgyek belsejét kitöltő fosszilis és recens csuszamlások és suvadások miatt /a különböző idejű többszörösen ismétlődött csuszamlások agyagos csuszópályái különböző szintekben vannak/ rendkívül különböző szintekben helyezke-

dik el. Egységes talajvízszintről itt még néhány m^2 -nyi nagyságu területen belül sem lehet szó. Helyenkint 2–5 m, másutt pedig 10–15–20 m az átlagos talajvízmélység. A többszörösen ismétlődött tömegmozgások következtében ugyanakkor számos helyen többszintű /2–4/ talajvízszinttel kell számolni, amelyek a hepehupás felszín víztartó rétegeinek kiékelődésével számos helyen felszinközelve, vagy éppenséggel forrásként felszínre kerülnek. Ez ugyanakkor az újabb csuszamlásos folyamatok lehetőségét rejti magában.

A magasabb vízvázalasztó hátakon, a tanuhegyeken általában 10–30 m vastag lösztakaró alatt települt teraszkvics tárolja a talajvizet /PÉCSI M. 1959a/. Az Öreg-hegyen /330 m a tszf/ pl. 40 m mélységben van a talajvíz. Az alacsonyabb ujjleisztocén teraszfelszíneken /II/a, II/b sz. terasz/ pedig 3–4 m az átlagos talajvízszint.

Mérések hiányában – az itteni teraszvidéken becslések szerint a völgyekben – a vízhozamra átlagosan 1 l/sec·km²-es értékeket számítanak /SOMOGYI S. 1975/. Megítélésünk szerint ez az érték a Disznóskuti- és a Nyáraska-völgyre vonatkozóan erősen alábecsült.

A talajvíz kémiai jellege ugyan változatos, de elsősorban a magnézium- és a hidrogénkarbonát-jelleg az uralkodó /Magyarország vízkészlete IV. Mennyiségi számbavétel/, ami kétségtelenül a mögöttes hegységek felől irányuló talajvízáramlás mellett szól.

c/ A terület feltártsága hiányában /a dombsági területeken egyetlen 40 m-es furás van/ a mélységi vizek tározódása szempontjából sem rendelkezünk megbízható pontos adatokkal. Mivel az ujjleisztocén teraszfelszínek kivételével, a felsőpannoniai üledékek legfelső 50–100 m-es rétegösszlete tulnyomóan vizzáró kékes-szürke agyagos üledékekből épült fel, a dombvidék belsejében /IV., V., VI. sz. lösszel borított teraszfelszín/ a felső szintek sem tároznak számottevő rétegvíz. A vízföldtani atlasz adatai szerint az átlagos fajlagos karszt ill. rétegvízkészlet Dunaszentmiklós környékén 1,5–2,0, Neszmély–Dunaalmás vidékén pedig 0,75–1 l/s·km².

A tömör vizzáró agyagos üledéket tagoló 2-5 cm-es agyagos homokzsínórokból, valamint a 30-50 cm-es homokrétegekből csak gyérvizü források és részvizek fakadnak /2. kép, 4. ábra/. Lényegében a nagyobb völgyek állandó jellegű vízfolyásai ezekből a gyérvizü rétegforrásokból, részvizekből és a felettük települt dunakavics-maradványokból eredő talajvizből táplálkoznak.



2. kép. Időleges nyugalomban lévő csuszamlásos lejtő a Disznóskuti-völgy Ny-i oldalán /a csuszamlás épületkárokat okozott/.

Ugyanakkor Neszmély és Dunaalmás 120-130 m tszf-i magasságban telepített, átlagosan 110 m mélységű kutjainak bőségesebb vízhozama /143 l/s, 65 l/perc·km² fajlagos vízhozam/ arra enged következtetni, hogy a felsőpannóniai üledékek mélyebb szintjeinek vastagabb homokos rétegsorai már bőségesebb mélységi vízkészletet tároznak, amelyek kémiai összetételük alapján /hidrogénkarbonátos-jelleg/ valószínűleg karsztvízzel is keverednek /SOMOGYI S. 1975/. A Gerecse alatt feltörő karsztforrások, a szomódi karsztforrás, valamint Dunaalmás langyos karsztvizei /Strandforrás

1588 l/s, Lilla forrás 860 l/sec./ szintén a mélységi vizek bő-
ségesebb utánpótlására utalnak.

5. A terület növényföldrajzi jellege

A Gerecse hegyláb felszínéhez csatlakozó, mérsékelten száraz éghajlatu, vízben szükölködő dunai teraszvidéket egykor klimazonális tölgyesek borították /SIMON T. 1975, MAJER A. 1968/. Kialakulásukat és összetételüket nem annyira a vízföldrajzi adottságok, mint inkább a zonális klimatényezők befolyásolták. A Duna árterületén, főleg a fűznyár és a tölgyszil ligeterdők honoltak. Az egykori zárt tölgyerdő a féktelen erdőirtások következtében, ma fában rendkívül szegény kulturmezősséggé alakult. Területének tulnyomó része mezőgazdasági művelés alatt áll. Felszínének több mint kétharmad része szántó és szőlő, nem egészen egyharmad része pedig ujonnan telepített erdő, rét és legelő. Összefüggő zárt erdő ma már sehol nem maradt meg. Gyér sarjtölgyes-maradványokat a Disznóskuti-völgy többszörösen megsuvadt meredek lejtőin és a Dunaalmás feletti édesvizi mészköves területen találunk még. A mezőgazdasági művelés alól kivont csuszamlásos, omlásos-rogyásos meredek lejtőket a Nyáraska és az Izsán-völgyben fekete fenyővel és akáccal telepítették be, a Tata folyó menti teraszos völgyoldal kopár lejtőit pedig rontott akácos ligeterdők fedik. A felületi tömegmozgások következtében évről-évre növekszik a hasznosításon kívül álló parlagföld.

6. Talajok

Az egységes felépítésű, aprólékosan tagolt, tömegmozgásokkal háborgatott Gerecse-peremi teraszvidék felszínét a terület nagyságához képest /17 km²/ viszonylag változatos talajtipusok jellemzik.

Barnaföldek /Ramann-féle barna erdőtalaj/, csernozjom barna erdőtalajok, rozsdabarna erdőtalajok, csernozjom jellegű homoktalajok, réti talajok és lejtőhordalék-talajok borítják a felszínt.

A csuszamlásos löszös dombsági felszínek talajai tulnyomóan a barnaföldek és a csernozjom barna erdőtalajok típusába tartoz-

nak, s az altípusok /tipusos, visszameszeződött, erdőmaradványos stb./ és változatok /mélyen elhumuszosodott, erodáltság mértéke, karbonáteloszlás, anyakőzet stb./ szerint is nagy tarkaságot mutatnak. Elterjedésük helyenként mozaikszerű. A talajfejlődési tendencia a mezőgazdasági talajdinamika megerősödésében, s a barna erdőtalajok gyors átalakulásában /mélyen elhumuszosodott csernozjom jellegű talajszelvények/ jut kifejezésre.

A síksági felszínek legelterjedtebb talajtípusai a csernozjom jellegű homoktalaj /főleg a II/b. sz. teraszon/, az alacsony árterületek réti talajai, valamint a dombságok peremeit övező és a völgytalpakat kitöltő lejtőhordalék-talajok. A fenti talajtípusok a mezőgazdasági művelés alatt álló területek több mint kétharmadát teszik ki, s többségüknek jó vízgazdálkodásuknál fogva /mélyen elhumuszosodott barnaföld/ jelentékeny szerepük van a vízgyűjtők vízháztartásának alakulásában.

A síkságok talajai /II/a és II/b sz. teraszok és árterületek/ számottevő víztározó szerepükkel tűnnek ki. Jelentékeny vízkészletükkel pozitívan befolyásolják a talajvíz-háztartást, s a vízgyűjtők kertes-szőlős területeinek komplex vízgazdálkodását.

A térképezett dunai teraszvidék a gyengén vagy alig erodált területek közé tartozik. Mindössze a keskeny vízvásztó gerincek /Várhegy, Akasztó-hegy/ és a völgyközi hátaik talajpusztulása erősebb. A talajok minőségének és állagának /beszivárgás, víztartóképeség, vízkapacitás stb./ jelentékeny szerepük van a felszínmozgásos folyamatok és formák bizonyos típusainak /rogyásos-omlásos tömegmozgások, talaj-, sár- és iszapfolyás, rétegcsuszamlás stb./ kialakulásában.

A TERÜLET HIDROGEOLOGIAI ADOTTSÁGAI

I. A FELSZÍN FELÉPÍTÉSE, FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE, DOMBORZATA ÉS A HIDROGEOLOGIAI TÉNYEZŐK ÖSSZEFÜGGÉSE

A kistáj általános természetföldrajzi jellemzésénél lényegében már részletesen utaltunk a térképezett terület hidrogeológiai adottságait meghatározó fontosabb tényezőkre, amelyek világosan

tükrözik, hogy a kevés csapadéku /550 mm/ mérsékelten száraz éghajlatu, tulnyomóan gyenge vízkapacitású harmad- és negyedidőszaki agyagos, löszös üledékekből felépült területet kedvezőtlen vízháztartás jellemzi. Vonatkozik ez a gyérvízű felszíni vízfolyásokra, a felszín alatti vizek talajvizcsoportjára /1 l/sec km²/ és a helyi eredetű felszínközeli rétegvizekre egyaránt. Így az évi vízmérleg a csapadék és a párolgás egyenlegeként számottevő hiánnyal zárul, ami átlagos évi viszonylatban eléri a 125 mm-t.

A fenti adatok ismeretében felmerül a kérdés, hogy a kedvezőtlen vízháztartású területen hogyan magyarázhatók azok a foszszilis és recens felületi tömegmozgásos folyamatok kialakulása, amelyek nagyméretű és regionálisan elterjedt csuszamlásos formákkal az eróziós-deráziós cirkuszvölgyek mellett a felszín domborzatának jellegét ma is döntő mértékben meghatározzák.

A kérdés megválaszolása szükségessé teszi a Gerecse-peremi Duna-teraszok /dunai teraszvidék/ kialakulásának és fejlődésmentének rövid felvázolását és a vízföldtani adottságokkal való kapcsolatuk megvilágítását.

A Gerecse É-i peremén a felsőpliocénban hegyláb felszín-formálódás ment végbe /PÉCSI M. 1959a, 1975/. Ezt követően az alsópleisztocén folyamán a hegység lassu emelkedésével egyidejűleg, annak É-i előtere mintegy 3 km széles sávban az Ősduna felszínformáló tevékenységének szinterévé vált, s azt az ujpleisztocén végéig teraszos völgygé /VII., VI., IV., III., II/a, II/b sz. teraszok/ formálta /KÉZ A. 1934, SZÁDECZKY – KARDOSS E. 1938, 1939; PÉCSI M. 1959a, 1975/. A pleisztocén teraszképződés idején a Dunaalmás határában és a térképezett terület D-i peremén karsztforrások törtek fel, és tavi-mocsári típusu, 8–25 m vastag édesvizi mészkövet raktak le /SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1970, 1981/, amelyek az esetek többségében a pleisztocén teraszok felszínére települnek /PÉCSI M. 1975/ és 10–25 m vastag lösztakaróval fedettek. A feltörő karsztforrásoknak, az édesvizi mészköveknek, valamint a dunai teraszoknak a kapcsolata a terület vízháztartása szempontjából lényeges meghatározó hidrológiai tényező /SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1970/. Ugyanis a hegységtől távolodva a karsztforrások a legidősebb teraszoktól /VI., VII/ a legalacsonyabb

szinteken törtek fel, ami valószínűleg a Gerecse emelkedésével és karsztvízszint-süllyedésével lehet szoros kapcsolatban. Azonban a karsztforrások tevékenységét valamint az édesvízi mészkövek és a teraszok kapcsolatát meghatározó hidrogeológiai viszonyokat egzakt adatok hiányában pontosan még nem ismerjük. Annyi bizonyos, hogy a feltörő bővizű karsztvizek a pleisztocén teraszképződés folyamán az alacsonyabb fekvésű agyagos pannóniai felszíneken a suvadások és csuszamlások vízföldtani feltételeit nagymértékben biztosították. Feltételezhető tehát, hogy a korban egymást követő pleisztocén teraszok /VI., V., IV., III./ a megelőző karsztforrás tevékenység következtében már suvadásos-csuszamlásos felszínen alakultak ki.

Az idősebb teraszok /VII., VI., V., IV., III./ kialakulását követően a Gerecse-peremi teraszvidéken jelentős földtani, geomorfológiai és hidrográfiai változások következtek be. A változások kéregszerkezeti mozgásokkal, eróziós, deráziós tevékenységgel és felületi tömegmozgásos folyamatokkal kapcsolatosak. A szerkezeti mozgások a Gerecse kiemelkedésével és összetöredezésével egyidejűleg a helyenként már lösszel fedett teraszos völgyoldalt aprólékosan feldarabolták, s ezzel a felszín korábbi hidrográfiai és hidrogeológiai viszonyait gyökeresen megváltoztatták. Főleg vetődésekkel járó függőleges mozgások /emelkedések-süllyedések/ és rétegdőlések /D /180°/ 2-3°, DNy /225°/ /4-5°/ deformálták a felszint, ami az idősebb teraszok feldarabolódásához vezetett. A nagyobb völgyeket /Disznóskuti-, Nyáraska-, Izsán-völgy/ mind vetődéses rétegelmozdulások jelezték előre. A vetődések mentén a lineáris és felületi erózió, valamint a tömegmozgásos folyamatok /deráziós, szoliflukciós és csuszamlásos folyamatok/ hatására az ujpleisztocén elejére nagyésű, nagymélységű /100-150 m/ szélesen kitáruló /700-1300 m/ deráziós cirkuszvölgyek képződtek /Disznóskuti-völgy, Izsán-völgy stb./, amelyek a holocén folyamán 10-30 m mélységű szurdikokkal felnyilva eróziós-deráziós völgyekké alakultak át. Az eróziós szakadékvölgyek a vastag lösszel fedett kavicsterasz-maradványokat is átréselve, a fekvő pannóniai agyagos üledékekbe is 10-15 m mélységig bevágódtak /PÉCSI M. 1959a, 1975; SCHWEITZER F. 1970/. A deráziós

cirkuszvölgyek kitakarítása olyan jelentékeny volt, hogy a tömeges csuszamlásokkal és suvadásokkal háborgatott völgyek belsejében teraszanyagot ma már alig lehet találni. Azok többnyire ma már csak csuszamlásos fészkekben és egyéb löszös üledékekkel özszekeverten fordulnak elő. A kavicsos teraszanyag térképezett területünkön többnyire csak a völgyközi hátak /Várhegy 208 m, Akasztó-hegy 216 m, Pap-hegy 232 m tszf./ pannóniai feküjének vastag ujpleisztocén lösztakaróval fedett felszínén, és a deráziós ill. deráziós-eróziós tanuhegyek /Kőpíte 292 m, Látó-hegy 307 m, Madari-hát 304 m, Kozma-hegy 305 m, Öreg-hegy 333 m, Csucsos-hegy 204 m, Nagy-hegy 273 m tszf./ édesvizi mészkővel borított területén maradt meg. Ezen kívül fedetlenül a Tata folyó jobboldali teraszos lejtőin fordul elő nagyobb mennyiségben /PÉCSI M. 1959a, 1975/.

A Gerecse-peremi teraszvidéken a stabilizálódott fosszilis csuszamlások és suvadások viszonylag könnyen értelmezhetők. A csapadékosabb interglaciális éghajlat, a felszín lösztelensége, vagy csak vékony szakadozott löszköpennyel való fedettsége, a hegység pereméről leáramló karsztos jellegű vizek, az édesvizi mészkőterületeken feltörő bővizű karsztforrások, valamint a vízgyűjtők jelentékenyebb kiterjedése bőséges adatokkal magyarázza a pleisztocén tömegmozgásos folyamatok hidrogeológiai feltételeinek kialakulását.

Ugyanakkor a mélyre vágódott szurdikokban megcsapolt gyérvizű forrás és részvizekkel /rétegviz/, valamint a vastag /10–30 m/ lösztakaróval fedett völgyközi hátak és édesvizi mészkővel borított tanuhegyek kavicsos üledékeiből származó vizutánpótlással és a löszös felszínnek talajvizével /1 l/sec·km²/ a jelenlegi éghajlati adottságok mellett – amikor a párolgás általában meghaladja az évi csapadékmennyiséget – nem tudjuk elfogadható adatokkal megindokolni a recens és aktiv csuszamlások vízföldrajzi feltételeinek kialakulását.

Megfelelő furásadatok hiányában a jelenkori felszínmozgások hidrogeológiai adottságaival kapcsolatban az alábbi lehetőségekkel számolhatunk. Lehetséges, hogy a felsőpannóniai üledékek mélyebb tagozatu /50–100 m/ viztározó homokos üledékei jelentékeny mennyi-

ségü helyi eredetü rétegvizet tartalmaznak. De az is elképzelhető, hogy a nagyobb vizkapacitású homokrétegek a hegységi tápterületről a Gerecse karsztvizszintjének süllyedése következtében számottevő vizutánpótlást kapnak. Erre látszanak utalni a hegységperemtől Szomódon keresztül /itt 145 m tszf-i magasságban törnek elő a karsztvizek/ Dunaalmásig /107 m a tszf-i magasság/ egyre alacsonyabb felszineken feltörő karsztforrások, melynek alapján feltételezhető, hogy az 50–100–150 m mélységben fekvő pannóniai eredetü üledékek rétegvizei kielégítő karsztviz-betáplálást nyernek. Továbbá a dunaalmási, kőpitei stb. édesvizi mészkövet lerakó pleisztocén karsztforrások alapján az is lehetséges, hogy térképezett területünk pannóniai üledékeinek fekéje még számos helyen triász mészkő, amelyből helyenként felszálló karsztvizek táplálják a fedő pannóniai agyagos üledékek homokos víztározó rétegeit, s így pannóniai rétegvizzel kevert triász mélységbeli karsztvizek szolgáltatják a jelenlegi csuszamlásos folyamatok kialakulásának hidrogeológiai feltételeit.

Természetesen a fenti kérdés egzakt alapon csak a szóbanforgó területen mélyített, megfelelő számú vizkutató mélyfurás értékelése alapján dönthető el. Konkrét adatok hiányában csak földtani, geomorfológiai és hidrogeológiai tapasztalatainkra alapozott feltételezésekre vagyunk utalva.

FELÜLETI TÖMEGMOZGÁSOS FORMÁK

I. STABILIZÁLÓDOTT FOSSZILIS CSUSZAMLÁSOK ÉS SUVADÁSOK

A tulnyomóan pannóniai üledékekből felépült, eróziós vízmosásokkal tagolt, lösszel fedett teraszvidék lejtős területein a felületi tömegmozgásos folyamatoknak minden alapvető feltétele megvolt a pleisztocén egyes szakaszaiban, és bizonyos mértékben adva van a jelenben is. Ennek megfelelően a Gerecse-peremi dunai teraszvidék felszinformálásában a pleisztocén folyamán a deráziós és az eróziós-deráziós völgyképződés, az édesvizi mészkőlerakódás és tanuhegyformálódás mellett a lejtőcsuszamlásoknak és suvadások-

nak volt a legnagyobb szerepük. Térképezett területünk legnagyobb részét a stabilizálódott fosszilis csuszamlások és suvadások /2,9 km²/ hálózzák be. Tulnyomó többségük a pleisztocénban alakult ki, annak is a második felében. Ugyanis a felületi csuszamlásos és suvadásos anyagmozgás-folyamatok működésének legkedvezőbb éghajlati feltételei a pleisztocén interglaciális is interstadiális időszakok melegebb csapadékosabb fázisaiban voltak biztosítva.

1. Fosszilis lejtőcsuszamlások és csuszamlásos lejtők általában

A Gerecse-peremi lösszel fedett dunai teraszvidék legelterjedtebb felületi tömegmozgásos formái. Térképezett területünkön összesen 2,5 km²-nyi /2 503 100 m²/ felszint borítanak, ami az összterület 1,45%-át teszi ki. Méréseink és számításaink szerint a fosszilis lejtőcsuszamlásokkal mintegy 10 736 000 m³ harmadnegydidőszaki üledékes kőzet került mozgásba és kisebb-nagyobb áttelepítésre.

Kialakuláskörülményeik alapján - amely bizonyos szempontból genetikai különbséget is jelent - több altípusuk különböztethető meg. Mindenekelőtt különbséget kell tennünk a löszképződés előtti fedetlen, vagy csak vékony, szakadozott, kisebb foltokban lösszel borított denudált pannóniai felszinek regionális csuszamlásai és a vastag lösszel, ill. deluviális löszös üledékekkel takart, idősebb csuszamlásokkal háborgatott pannóniai felszínen végbement lejtőcsuszamlások között.

Kialakulásukat egy egész sor természeti tényező /kőzettani, rétegtani, szerkezeti, éghajlati, vízháztartási, geomorfológiai stb./ befolyásolta.

a/ A többnyire fedetlen denudált pannóniai felszínen kialakult lejtőcsuszamlások leglényegesebb feltétele a különböző vizgazdálkodású agyagos, homokos /agyag, homok, homokkő, agyagos homok, homokos agyag, iszapos homokos agyag, iszapos homok stb./ üledékes kőzetek változatos települése és a terület kedvező vízháztartási helyzete /bőséges csapadék, felszínre érkező vízfolyások, felszínalatti vizek/ volt. Az ilyen agyagos, homokos

felépítésű területek lejtőin a csapadékosabb időszakokban a víz-átnemeresztő agyagréteg beázásával és képlékennyé válásával a lejtőcsuszamlások kialakulásának hidrogeológiai és morfológiai alapfeltételei biztosítva voltak. Az agyagos üledékek beázása és megduzzadása hatására /beázáskor az agyag szerkezetétől és vízbefogadó képességétől függ térfogatváltozásának mértéke, ami jelentősen befolyásolja a lejtőcsuszamlás kimenetelét/ a változva települt pannóniai rétegek a lejtős felszineken mozgásba jöttek, a felszinen jelentékeny repedések, szakadások keletkeztek, s a völgytalp irányában erősen deformált rétegelmozdulások, csuszamlások keletkeztek, és mozaikszerű egyenetlen, hepehupás felszint alakítottak ki.

A legnagyobb méretű és tömegű lejtőcsuszamlások a Disznóskuti-völgyben /általában 1000–1300 m széles erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgy/ mentek végbe, melyek mozgalmas, hepehupás felszínéből itt-ott még ma is kerekded alaku "pupok", domboru lejtőjü "hátak" és magános "halmok" emelkednek ki az egymás mögött és egymás mellett szabálytalan rendszerben elhelyezkedő szakadáslépcsők között. A lejtőcsuszamlások kimenetelét és regionális elterjedését – egyéb területekhez viszonyítva – itt jelentősen befolyásolta a pannóniai üledékek zárórétegét képező réteges-leveles tarka agyag, amely megduzzadva térfogatváltozását a legnagyobb mértékben megnöveli. A csuszamlásos folyamatok itt 969 600 m²-nyi területet érintettek és megközelítőleg 4 778 500 m³ pannóniai üledéket mozgattak meg. A csuszások 20–150 m között változtak.

A hepehupás felszín kiterjedéséből /0,97 km²/, a formamaradványok előfordulásának gyakoriságából és a pannóniai üledékek lépten-nyomon előforduló zavart településéből következtetve a riss-würm interglaciális és a würm egyes csapadékos fázisaiban itt az egész völgyrendszer mozgásban volt, s az ismétlődő lejtőcsuszamlások következtében helyenként egész völgyoldalak csuszáltak le /a Várhegy Ny-i lejtője, a Kozma-hegy ÉK-i előtere, az Öreg-hegy É-i előtere stb./. Megjegyezzük, hogy helyenként a lejtőcsuszamlásokat a pannóniai agyagos üledékekben kialakult, másod-harmadrendű, ives hajlásu, szakadozott csuszólapok is meghatároz-

ták. Ilyen rétegtani helyzet területünkön csak az ujpleisztocén löszképződés előtt volt, amikor még egyáltalán nem, vagy csak igen kis mértékben borította lösz vagy deluviális löszös üledék a denudált pannóniai felszint, s a kedvező vízháztartási feltételek mellett a foszlányokban települt szakadozott löszös üledékekkel együtt a pannóniai agyagos felszín igen gyakran képlékeny állapotban volt. Ez a magyarázata a lejtőcsuszamlások regionális elterjedésének.

A Disznóskuti-völgy regionális elterjedésű fosszilis csuszamlásai különös figyelmet érdemelnek azért is, mert az erózióval átalakított hajdani deráziós völgy kialakításában és formálásában /2,5 km hosszú, 1000–1300 m széles és 150 m mély völgyrendszer/ a legnagyobb szerepe éppen a pleisztocén lejtőcsuszamlásoknak volt.

Hasonló csuszamlásos hepehupás felszín jellemzi az Izsán-völgyet is, ahol a kevésbé mozgalmasságú lejtők között – vastag löszköpennyel fedett – egymás mellett és egymás felett elhelyezkedő lecsuszott nagyobb tömegek pusztuló lejtőjü, hosszanti halmok és vonulatok formájában emelkednek ki környezetükből. A lejtőcsuszamlások itt két-három szélesebb /300–500 m/ pásztában mentek végbe, amelyeknek formamaradványai egész lejtőszakaszok leszánkáztatásáról tanuszkodnak.

Az Izsán-völgyi csuszamlásrendszer fő szakadásfrontja a dunaalmási édesvízi mészkőből épült tanuhegy K-i peremén lehetett a legélesebb, de a természeti és az antropogén hatások következtében a függőleges szakadásperem azóta erősen pusztuló, helyenként törmelékomlásos, meredek lejtővé alakult. Legutóbb fenyvesítéssel próbálták stabilizálni. A lecsuszott vonulatokat tagoló kisebb szakadáslépcsők a lösz eliminálása ellenére helyenként még ma is éles formában jelentkeznek.

Az Izsán-völgy lejtőcsuszamlásos területe is jelentékeny. Kiterjedése 729 700 m², amelyen számításaink szerint mintegy 3 648 500 m³-nyi üledékes kőzet került mozgásba. A fő mozgások a löszképződés előtt zajlottak le. Különös sajátága e fosszilis lejtőcsuszamlásos területnek, hogy a völgy szurdikának az utóbbi időben bekövetkezett egyre fokozódó bevágódása és szélesedése /peremi omlásos-rogyásos mozgások/ a víztároló és vízzáró pannóniai üledékek egyre hosszabb

szakaszon való felszínre kerülése, valamint a felszín alatti vizgyűjtőterület lefolyásviszonyainak időbeli változása következtében /talaj- és rétegvizáramlás/ a vastag lösztakaróval fedett völgylejtő ujabban egyre jobban csuszamlás-veszélyes lejtővé alakul. Ezzel kapcsolatban a bekövetkezett geomorfológiai és hidrogeológiai /főleg vízháztartási/ változások okainak vizsgálatára hívjuk fel a figyelmet. Ugyanis a szurdik mélyre vágódása feltételezhetően a pleisztocén mozgások aktivizálódását váltja ki /1. a Disznóskuti-völgy példáját!/.

b/ A lejtőcsuszamlások másik fajtája /altipusa/ már a csuszamlás háborgatta pannóniai felszín ujpleisztocén lösszel és deluviális löszös üledékekkel fedett lejtős felszínén alakult ki. Leglényegesebb feltétele a csuszópályát szolgáltató vízzáró agyag vagy agyagos üledékek felszínközeli települése, amely egyben a legfelső talajvizzártó réteg fekszik is. Amennyiben a felszínre települt lösz, ill. deluviális löszös üledékek a csapadékviz hatására jelentékenyen átnedvesednek és a pannóniai agyagos fekszik a talaj- és rétegvizáramlás következtében beázik, megduzzad és képlékennyé válik; a fedő löszös üledékek a képlékeny pannóniai agyagréteggel együtt a völgylejtő irányában lecsuszának. Ritkább esetben a magas agyagfrakciójú vályogos löszös üledékek is lecsuszhatnak a vízzel telített pannóniai agyagos lejtőn.

Ezeket a lejtőcsuszamlásokat is repedéses, szakadásos sebhe-lyek jelzik a felszínen. Általában mozaikszerűen hálózják be a löszös felszínt; de ahol a keletkezéskörülményeiket megszabó természeti feltételek nagyobb területen egybeestek, ott a csuszamlásos halmazok hosszabb lejtőszakaszon feltorlaszolódtak, és szembe-tűnően deformálták a felszínt. Kialakuláskörülményeiket tekintve annál kedvezőbb a helyzet, ha a talajvizzáró üledékek felszínére mennél vékonyabb löszös, vályogos üledék települ, s annak fekszikjében minél erősebb a talajvizzártó, ami gyakran rétegvizzel is keveredik. Térképezett területünkön mindenfelé előfordulnak, de főleg az erózióval átalakított deráziós völgyfők környékén, a Meleges-hegy DK-i részén és a "magas perem" előterében jellegzetesek. Utóbbi helyen felszíni elterjedésük ugyancsak jelentős:

911 700 m²-nyi területre terjed ki, és számításaink szerint mintegy 4 102 000 m³ üledékes kőzet került mozgásba és rövidebb-hosszabb távú áttelepítésre /1. ábra/.

Az Izsán-völgyben, ahol a vastag lösztakaró jelentősen eliminálta az idősebb pleisztocén csuszamlásokat, ott helyenként az újabb lejtőcsuszamlások a 10–15 m vastag lösztakarót is mozgásba hozták. Felszíni elterjedésüket nem választottuk külön a korábban vázolt lejtőcsuszamlások formáitól. A valóságban ez nem is lehetséges.

2. Fosszilis suvadások

A fosszilis lejtőcsuszamlások és a hepehupás csuszamlásos felszínek mellett területünk domborzatformálásában a pleisztocén suvadásoknak is jelentékeny szerepük volt. Erre utal területi nagyságuk is /385 600 m²/, amely minimális számításaink szerint 3 856 000 m³ agyagos üledék lesuvadását jelenti. Kialakulásuk szempontjából annál kedvezőbb volt a helyzet, minél nagyobb tömegben pannóniai agyagból állt a lejtő, és felszínére legfeljebb csak vékony vízáteresztő kőzet települt. Az újpleisztocén előtt teljesen fedetlen pannóniai üledékek suvadása volt a jellemző. Kialakulásukat – akárcsak a klasszikus erdélyi suvadásos területeken – éles karéjos szakadások /szakadási front/, suvadás testek /halmaz, tömb/ és határozott csuszópályák jellemezték.

A suvadásos folyamat jellemzője, hogy az átázott agyagtömeg többnyire ives hajlású főcsuszópályán egytömegben csuszik le a lejtőn /KOCH A. 1900; CHOLNOKY J. 1919, 1922; BULLA B. 1962; PEJA GY. 1956; ÁDÁM L. 1969; PÉCSI M. 1971a/. A főcsuszópálya minden esetben a megduzzadt pannóniai agyagban van, és a helyben maradt lejtő /hegyoldal/ éles szakadásvonalából indul ki gyenge iveléssel. Esetenként egyenes ill. görbe is lehet! Az ismétlődő suvadások következtében a suvadás testében /tömbje, halmaza/ rendszerint másodrendű és harmadrendű csuszólapok is kialakulnak.

A fenti tényezők mellett a suvadás kialakulásmenetét és lefolyását nagymértékben a főcsuszópályát szolgáltató agyagrétegek településviszonyai határozták meg. Erdélyi tapasztalataink szerint viz-

szintes településű agyagrétegekben és agyagrétegen jelentősebb suvadás még maximális lejtőszög esetén sem jön létre! Legfeljebb kicsiny csuszamlások keletkeznek. Fontos szerepe van tehát az agyag rétegdőlésének, ami méréseink szerint területünkön $D / 180^\circ / 2-3^\circ$, és $D_{Ny} / 225^\circ / 4-6^\circ$ között mozog. Már $1-2^\circ$ -os rétedőlés is befolyásolja a suvadás kimenetelét, nagyságát és formáját. Jelentősebb rétegdőlés mellett az átázott agyagtömeg képlékeny állapotban és gyengébb ivelésű csuszópályán is könnyebben megsuvad.

A suvadásra hajlamos pannóniai agyagrétegek beázásának mértéke területünkön erősen függött a felszíni vízgyűjtő vízháztartásától /csapadék, területre érkező vízfolyás, felszín alatti vizek stb./, különösen a rétegvizek felhalmozását és áramlását meghatározó hidrogeológiai viszonyoktól és a pannóniai üledékek vízgazdálkodási tulajdonságaitól. A legkedvezőbb feltételek természetesen ott alakultak ki, ahol a felülről beszivárgó csapadékvizek és a pannóniai rétegcsoport legfelső tagjában áramló rétegvizek közös víztározó permeábilis homokrétegekben /szintekben/ egyesültek, s fejükben jó vízgazdálkodási tulajdonságokkal rendelkező vastag agyagrétegek helyezkedtek el. Az ilyen felépítésű lejtőkön a vízáró pannóniai agyag az év nagy részében a képlékenységi állapot határán mozgott, s a lejtőtömegek suvadása a csapadékosabb időszakban automatikusan kiváltódott.

A geomorfológiai tényezők közül a löszös dombság /lösszel fedett teraszvidék/ suvadásainak kialakulásában fontos szerepe volt a terület függőleges tagozottságának, reliefenergiájának /100-150 m mély völgyekkel és szurdikokkal tagolt felszín/ a lejtő hajlásszögének és a csuszópálya feletti agyagtömegek nyomásviszonyainak. A felsorolt természeti tényezők magyarázzák, hogy a pleisztocén suvadások működése a löszborította teraszvidék peremi lejtős területein, valamint a nagy reliefenergiájú Disznóskuti-völgyben volt a legaktívabb.

A peremi területeken a II/b sz. terasz háttérében sorakozó kisebb-nagyobb halmok /700-1500 m²/ a vastag lösztakaróval fedett meredek labilis partfalról levált önálló suvadástartók. Tulnyomó többségük már az újpleisztocén löszképződés idején képződött. Összterületük 121 300 m², s megközelítőleg 1 213 000 m³ üledék spontán mozgásáról tanuskodnak.

Ezenkívül impozáns suvadások emelkednek ki a Disznóskuti-völgy lejtőcsuszamlásos hepehupás felszínéből is. Itt a nagy relief-energiájú erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgy erősen tagolt baloldali peremén a suvadások szakadásfrontjai még ma is épek. Általában 5-10 m-es függőleges szakadásfalak jellemzik, de nem ritkák a 15-20 m-es karéjos szakadások sem. Különösen a Gárdony-dülő feletti formák tanulságosak. Területük összesen 162 500 m², amely mintegy 1 625 000 m³ lesuvadt üledéket tartalmaz. A fentiekén kívül kisebb-nagyobb suvadásos formák elszórtan másfelé is előfordulnak /1. ábra/.

3. Szeletes csuszamlások

A Nyáraska-völgy baloldali völgylejtőjét végig szeletes csuszamlások jellemzik. Sajnos a zavart településű lejtőn vetődések hiányában pontosan nem lehet megállapítani, hogy szerkezetileg preformált felszín /töréslépcsős felszín/ lejtőcsuszamlásairól van-e szó. Tény, hogy a völgylejtő legfelső meredek szakasza végig 3-6 m mély szakadások mentén válik el a keskeny vizválasztó gerinctől /Akasztó-hegy 220-260 m a tszf./. Ezért úgy tűnik, hogy a würm interstadiális kedvező, csapadékos fázisaiban a meredek völgylejtő itt is állandó mozgásban volt, s a különböző idejű csuszamlások eredményeként egész lejtőszakaszok leszánkáztatásával alakultak ki az egymás mellett és egymás mögött szabálytalan formában elhelyezkedő szeletes csuszamlások. A többszörösen ismétlődő csuszamlások nyomán a lépcsőtestek felbomlottak, szétszakadoztak, és a legkülönbözőbb formában és alakzatokban egymásra csusztak. Ez lehet a magyarázata annak is, hogy egymás mögött kulisszaszerűen helyezkednek el, és helyenként a szakadás mentén lezökkent legfelső lépcsőtest egy-egy nagyobb tömege az alsó lépcsőig csusztott, másutt pedig a völgylejtő kevésbé meredek alsó szakasza szánkázott le a szurdik előtti völgytalp előterébe.

Hasonló szeletes csuszamlások térképezett területünk egyéb részein nem fordulnak elő. Itt a Nyáraska-völgy keskeny baloldali völgylejtőjén a szeletes csuszamlások összesen 182 000 m²-nyi területet érintettek, és 546 000 m³ anyagot mozgattak meg.

Megjegyezzük, hogy a stabilizálódott fosszilis csuszamlások és suvadások formáinak kialakulása és jelenlegi helyzete, belső szerkezetük megfelelő feltárása hiányában részletesebben nem tanulmányozható. Számos részletkérdés csak vizkutató furásokkal dönthető el. Ugyanakkor a Gerecse /SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938, 1939; KÉZ A. 1934; SCHRÉTER Z. 1951; SÜMEGHY J. 1955/ és a Gerecse-peremi dunai teraszvidék pleisztocén szerkezeti mozgásainak ismeretében /SCHAFARZIK F. 1918; SCHRÉTER Z. 1951; PÉCSI M. 1955, 1959a, 1959b/ feltételezhető, hogy a tárgyalt egyéb tényezők mellett a pleisztocénban a szerkezeti mozgásoknak is aktív csuszamlást és suvadást kiváltó szerepük volt.

II. RECENS CSUSZAMLÁSOK

Az idősebb, pleisztocén és óholocén időszakai stabilizálódott lejtőcsuszamlások és suvadások impozáns formáin és formamaradványain kívül térképezett területünkön az utóbbi évszázadokban és napjainkban is jelentékeny lejtőcsuszamlások keletkeztek, de ezek speciális jellegüknél és kisebb területi kiterjedésüknél fogva a domborzat formálásában már nem játszottak olyan fontos szerepet, mint a stabilizálódott pleisztocén időszakai mozgások.

Az idősebb, stabilizálódott lejtőcsuszamlásoktól számos vonatkozásban különböznek. Alapvető különbség van méreteikben és megjelenésformájukban. Továbbá óholocén vagy ujholocén felszínen terülnek szét és környezetükből általában takaratlanul emelkednek ki. Egyéb fontos külső ismervük, hogy a csuszamlás formaelemei /csuszamlás szakadásfrontja, halmaza, nyelve stb./ amazokénál frissebbek, épebbek, de ugyanakkor az antropogén hatásokra könnyebben pusztulnak. Bár méreteikben és területi kiterjedésükben lényegesen kisebbek, a mezőgazdasági és erdőgazdasági területek hasznosításában és potenciáljában jövátéhetetlen károkat okoznak.

1. Időleges nyugalomban levő csuszamlásos lejtők

Térképezett területünkön a recens csuszamlások mindenütt a pleisztocén csuszamlások és suvadások által háborgatott lejtőkön alakultak ki, ahol részben az ujonnan labilis állapotba került nagyobb csuszamlásos lejtők felszínéről, részben pedig a meredek lejtőkön egymás felett lépcsőzetesen elhelyezkedő lejtőtömegek labilis pereméről váltak le. Összterületük méréseink és számításaink szerint $398\ 200\ m^2$, ahol a közelmúltban mintegy $3\ 982\ 000\ m^3$ üledék került mozgásba.

Az időleges nyugalomban levő csuszamlások területünkön három nagyobb kiterjedésű felszínre koncentrálnak.

a/ A legtanulságosabb a Várhegy /208 m tszf-i magasság/ Ny-i peremének a Disznóskuti-völgyre tekintő lejtője, ahol $115\ 000\ m^2$ -nyi területen $1\ 150\ 000\ m^3$ -nyi "frissen" átmozgatott és lecsuszott, erősen kevert üledék települ a völgy szurdikának – feltételezhetően – szálban álló kékesszürke pannóniai agyagára. A csuszamlás hossz-szelvényében többszörösen egymásra csuszott pannóniai rétegek /agyag, homokos agyag, homok, tarka leveles agyag, agyag közé zárt terasz kavics fészkekben/ kaotikusan egymásba préselődött és feltorlaszolódott, tarka agyaggal kevert löszrétegek és lejtőtörmelékeny löszös üledékek váltakoznak, és rendkívül zavartan települnek egymás fölött és egymás szomszédságában. Az egész lejtőüledék a felsőpannóniai agyagon mozgott, de az egymásra csuszott lejtőtömegek között helyenként egymás fölött 2–4, másod-harmadrendű szakadozott csuszólap is felismerhető.

Ez a bonyolult fiatal csuszamlásrendszer nem egyidejűleg keletkezett, hanem különböző időszakokban többször megismétlődött szőnyegszerű rétegcsuszamlások és szeletes földcsuszamlásokkal leszakadásokkal alakult ki, s a lejtő nagyobb része /főleg 800 m hosszú alsó szakasza/ még a közelmúltban is mozgásban volt. Erre utal a felszín lösztelensége, a 14. században épített Neszmélyi vár /a Várhegy tetején/ falainak É-i irányban való $4-7^\circ$ -os dőlése, valamint a lejtőt borító sarjtölgy maradványerdő egy részének gyökerestül való kidőlése /ez helyenként ma is jellemző/ és

a megmaradt szálfáknak a lejtő irányában való erős hajlása. Utóbbiak tanúsága szerint a lejtő 20-30 évvel ezelőtt is mozgásban lehetett. Helyzete jelenleg is erősen labilis: egy csapadékosabb esztendő nagyobb záporai bármely pillanatban mozgásba hozhatják a lejtőt, mert a többszörösen egymásra csuszott, kevert, laza szerkezetű üledékanyag bővebb csapadék hatására könnyen beázik, és képlékeny állapotba kerül. Itt egy újabb mozgásfolyamat most már katasztrofális méreteket ölthet, az egész szurdikot elgátolhatja, és a Várhegy nagy tömegének lecsuszását idézheti elő. Megítélésünk szerint ez a lejtőszakasz rövid időn belül aktivizálódni fog! Ebben az esetben a község déli részét is veszélyezteti.

b/ Méreteinél és nagyfoku labilitásánál fogva az előzőnél is katasztrofálisabb kimenetelt rejteget a Nyáraska-völgy egy részének jelenleg "időleges nyugalomban" levő jobboldali csuszamlásos lejtője. Kialakuláskörülményei térben és időben nagyjából hasonlóak lehettek a Disznóskuti-völgyéhez, azzal a lényeges különbséggel, hogy itt az állandó jellegű partszakadások, partomlások többtonnányi tömbjei a lecsuszott meredek völgylejtő anyaga közé települve és szétmállva még bonyolultabb csuszásrendszert hoztak létre. A csuszamlásos völgylejtő felszine annyira tagolt, mozgalmas, omladékos, szakadékos és vizenyős, hogy csak fagyott állapotban járható, de akkor is állandó veszélyt rejteget. Területe 122 600 m², amely számításaink szerint megközelítőleg 1 226 000 m³ lejtőcsuszamlásos anyagot tartalmaz.

A "friss" és ép formákból, a lejtők domborzatából és kiegyensúlyozatlanságából, valamint a gyökerestül kidőlt idősebb tölgyek és fiatalabb fenyvesek és akácok helyzetéből következtetve egy-két évtizeddel ezelőtt az egész völgylejtő az aktiv lejtőcsuszamlásos területek közé tartozott. Megítélésünk szerint a labilis lejtőkre jellemző csuszamlásos folyamatok az egész völgyben jelenleg sem mondhatók "megállapodott"-nak. A csuszamlásos lejtők "időleges nyugalma" egyébként is erősen viszonylagos, de megbízható adatok birtokában a völgylejtő egyes szakaszait az aktiv, "jelenleg is állandó mozgásban" levő lejtők közé kell sorolnunk. A kérdést azért is nehéz eldönteni, mert csapadékosabb időben – amikor megbízható konkrét adatokat lehetne szerezni – bejárása életveszélyes.

Az elmondottakból következik, hogy az egész Nyáraska-völgy csuszamlásos folyamatainak újbóli aktivizálódása már csak rövid idő kérdése.



3. kép. Részlet a Disznóskuti-völgy aktiv, jelenleg is állandó mozgásban levő lejtőjéről. Az előtérben látható 5 m magas ép, "friss" karéjos szakadás 1969-ben keletkezett.

c/ A harmadik, s egyben a legnagyobb időleges nyugalomban levő csuszamlásos terület a Disznóskuti-völgy baloldali völgyfőjében, a Kozma-hegy K-i lejtőjén van /2., 3. kép/. Bár felszíni kiterjedése az eddigiek közül a legnagyobb /160 000 m²-nyi területen 1 600 000 m³ anyagmozgással számolunk/, közelebbi aktivizálódás szempontjából a legkisebb veszélyt rejtegeti. A Disznóskuti-völgy baloldali mellékszurdikának, valamint a vizmosások és eróziós árkok hátravágódásának megfékezésével, az időleges nyugalomba levő egykori csuszamlásos felszín stabilizálható.

2. Aktiv, jelenleg is állandóan mozgásban levő lejtők

A régi, pleisztocén időszaki stabilizálódott csuszamlásokon és suvadásokon, valamint az "időszakos nyugalomban" levő lejtő-csuszamlásokon kívül területünket jelenleg is állandó mozgásban levő, aktiv csuszamlások is jellemzik. Az elszórta előforduló, rendszerint az egyes rétegforrások felett kialakult kisebb, néhány m^2 nagyságu csuszamlásokat nem számítva, a mérhető aktiv csuszamlások összterülete $175\ 500\ m^2$, amelyen az utóbbi 35 év alatt $877\ 500\ m^3$ lejtőanyag került mozgásba. Ide kell sorolnunk még az előzőekben tárgyalt Nyáraska-völgy mintegy 50%-ának $61\ 300\ m^2$ jelenleg is aktiv mozgásban levő egyes lejtőszakaszait, ahol az utóbbi években megközelítőleg $613\ 000\ m^3$ agyag mozgásával számolhatunk. Ezzel együtt területünkön mintegy $236\ 800\ m^2$ -nyi aktiv csuszamlásos felszín van, ahol minimális számítás szerint $1\ 490\ 500\ m^3$ anyagmozgás ment végbe.



4. kép. Részlet a Disznóskuti-völgy 1969-ben aktivizálódott csuszamlásos lejtőjéről. /A csuszamlás halmazát szakadások, repedések és rogyások jellemzik./

A legtanulságosabb a Disznóskuti-völgy baloldali völgylejtőjén bekövetkezett szőnyegszerű rétegcsuszamlás /1. ábra/, amely azóta is állandó mozgásban van, és időről-időre egyre nagyobb területre terjed ki. A helybeli lakosok közlése szerint a csuszamlás 1937-ben kezdődött, s azóta periodikusan fejlődik. Egyes években viszonylagos nyugalomban van, más időszakokban lassu, néhány dm-es vagy 1-2 m-es mozgást végez, de vannak olyan esztendőök /1971/, amikor 50-100 m-es lejtőcsuszások jellemzőek /4. kép/.

Kialakulása szoros összefüggésben van az 1937. évi ominózus csapadékmennyiséggel, amikor az 50 éves csapadékatlaghoz /550 mm/ képest rendkívüli csapadék /916 mm/ jellemezte ezt a területet /a száraz éveknek több mint a kétszerese/. Hasonló volt a helyzet 1937-ben Esztergomban is, ahol az átlagos évi csapadékhoz /561 mm/ viszonyítva szintén magas csapadékértéket /831 mm/ mértek.

Vizsgálataink szerint az aktív csuszamlások kialakulását a területre hullott csapadékvizből táplálkozó talajviz és a mögöttes tápterületről származó karsztvizzel kevert rétegvizek áramlása együttesen váltotta ki.

A pannóniai üledékekbe mélyen bevágódott szurdik peremén kilépő rétegforrások és szivárgó részvizek felett kezdődött a csuszamlás, és évről évre hátrálva az idősebb csuszamlások által háborgatott, enyhe hajlásu lejtőket aktivizálta. Ami az aktív csuszamlás kialakuláskörülményeit illeti, rendszerint a legfelső 1-2 m vastag átázott és erősen megduzzadt pannóniai agyagrétegek csusztak meg – amelyeknek ugyancsak pannóniai agyagrétegek voltak a csuszópályái – s a fedőjükbe települt deluviális löszös üledékekkel együtt mozogtak a lejtőn lefelé. Kisebb mozgások esetén a pannóniai agyagfekü rendszerint a fedő üledékek alól kicsuszva zárja el a szurdikot. A neszmélyi lakosok közlései szerint a pannóniai üledékek lecsuszása már számtalanszor elgátolta a szurdikot, s a benne lefolyó vizet, ami esetenként újabb csuszamlásokat eredményezett /5. kép/.



5. kép. A Disznóskuti-völgy szurdikát elgátolt aktiv csuszamlás halmaza /1972/

A helybeli szőlősgazdák beszámolóí szerint többéves viszonylagos stagnálás után 1969-ben a csuszamlás újból aktivizálódott, s az utóbbi két évben az eddigieknél is nagyobb méreteket öltött. A 3 évvel ezelőtt kialakult újabb csuszamlás formaelemei /5. kép/ ma is épek. 4–5 m magas, függőleges éles karéjos szakadások /szakadás frontja/ és hosszanti alaku repedésekkel, rogyásokkal tagolt csuszamláshalmazok jellemzik /4. kép/. Jellemző még, hogy a szakadásfront és a csuszamlás halmaza között, 80–100 m²-es, 4–5 m mély lefolyástalan mélyedés keletkezett, amely nagyobb esőzések idején időszakos tóvá duzzad. Egyébként tápláló vize /talaj- vagy rétegviz/ nincsen, az év nagyobb részében felszine száraz. Az is jellemző vonása a jelenlegi "friss" csuszamlásoknak, hogy a csuszamlásos halmaz előterében szétterülő csuszamlásnyelvből záporok idején iszap-és sárfolyások folynak szét /6. kép/.

Az 1972. évi felmérés szerint az itteni aktiv csuszamlás összterülete 142 500 m² volt, amelyen ez ideig megközelítőleg



6. kép. Talajvizforrás által képlékennyé vált, időleges nyugalomban levő csuszamlásos lejtő üledéke, amely a Disznóskuti-völgy Ny-i oldalán sárfolyásként mozog a gravitáció hatására a lejtőn lefelé.

712 500 m³ anyagmozgás ment végbe. Figyelembe véve az összes fontos természeti tényezőket /csapadék, a talaj- és rétegvizvel összefüggő hidrogeológiai adottságok, szurdikokkal, vizmosásokkal szabdalt, pleisztocén csuszamlás háborgatta felszín, antropogén hatások stb./ reálisan az itteni aktív csuszamlások továbbfejlődésével kell számolnunk. Sőt, megítélésünk szerint a Disznóskuti-völgy bal part melletti újabb szakasza is aktivizálódhat rövidesen. Az itteni aktív csuszamlások elleni védekezés rendkívül nehéz, eredményessége még a szurdik felszámolása esetén is kérdéses!

Az egyéb területeken jelzett aktív csuszamlások kevesebb veszélyt rejtegetnek, s kellő megelőző beavatkozással megfékezhetők.

3. Csuszamlásveszélyes lejtők

A csuszamlásveszélyes lejtők közé soroltuk mindazon idős, stabilizálódott csuszamlásos és suvadásos területeket, amelyek meredek lejtőkkel mélyrevágódott szurdikokra lejtének, vízmosásokkal és árkos eróziós formákkal aprólékosan felszabdaltak, és felépítésük hidrogeológiai adottságainál fogva /felszíni vizek, talajvíz elhelyezkedése és áramlása, rétegforrások és részvízek felszínre törése stb./ magukban hordozzák a csuszamlás-aktivizálódásának feltételeit /316 000 m²/. Továbbá ide vettük az összes olyan fosszilis csuszamlásokkal tagolt meredek völgylejtőt /pl. Izsán-völgy baloldali lejtője/, amelyek a felszín alatti lefolyásviszonyok megváltozása következtében hidrogeológiai feltételeiknél fogva egyre labilisabb, csuszamlásveszélyes helyzetbe kerülnek /729 700 m²/.

A fenti területeken kívül a csuszamlásveszélyes területek közé tartozik még egy sor olyan terület is, amit a térképen egyéb elsődleges fontosságuknál fogva más jelkulccsal jelöltünk. Többek között ide kell sorolnunk az "időleges nyugalomban levő csuszamlásos felszíneket" /398 200 m²/, továbbá az olyan meredek labilis partszakaszokat, amelyek hidrogeológiai adottságaiknál fogva /pl. talaj- és rétegvízzel telített alátámasztás nélkül maradt magaspart/ antropogén hatásra könnyen mozgásba jöhetnek /122 600 m²/, valamint az erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek völgyfőire nyíló, a térképen barázdás erózióval jellemzett lejtőinek egy részét /272 000 m²/.

Igy a csuszamlásveszélyes lejtők területe összesen 1 838 500 m²-t tesz ki.

III. ROGYÁSOS, OMLÁSOS TÖMEGMOZGÁSOK

A csuszamlásos, suvadásos anyagmozgás-folyamatok mellett térképezett területünkön fontos szerepük van a rogyásos, omlásos tömegmozgásoknak is.

1. Omlásveszélyes meredek partok

Az eróziós és az erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyekben kialakult szurdikok /eróziós szakadékvölgyek/ legjellemzőbb tömegmozgásos jelensége a partomlás. A szurdikokat általában 10–20 m vastag, többnyire függőleges és aláhajló löszfalak határolják. Feküjük vagy erősen kevert, különböző jellegű, egymásra települt lejtőscsuszamlásos üledék, vagy pedig felsőpannóniai agyag, amibe 10–15 m mélységig vágódtak be a szurdikok.

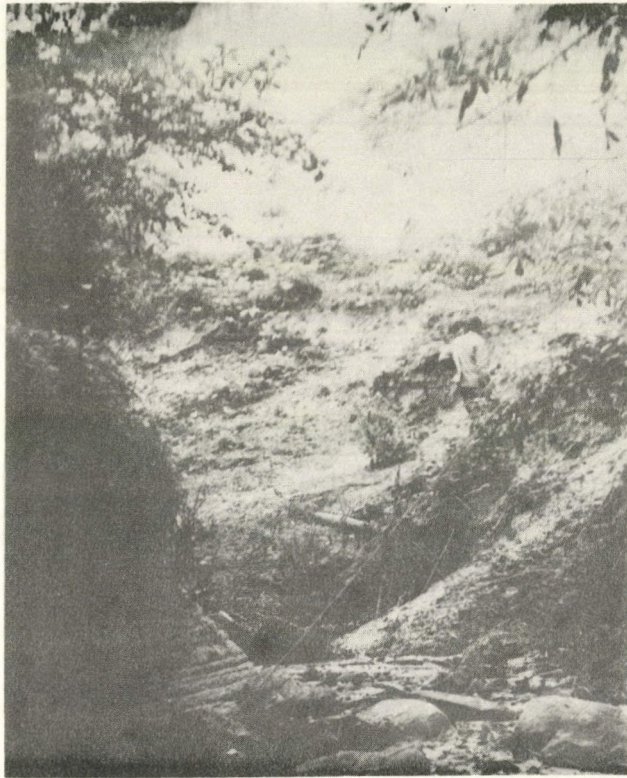
Kialakulásuk és genetikájuk alapján különbséget kell tennünk a csuszamlásokkal kapcsolatos partomlások és a meredek labilis partfalak alámosás következtében bekövetkezett partszakadások és partomlások között.

a/ Az erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek csuszamlásos pannóniai rétegeiből és a lösz feküjében levő talajvizből ál-



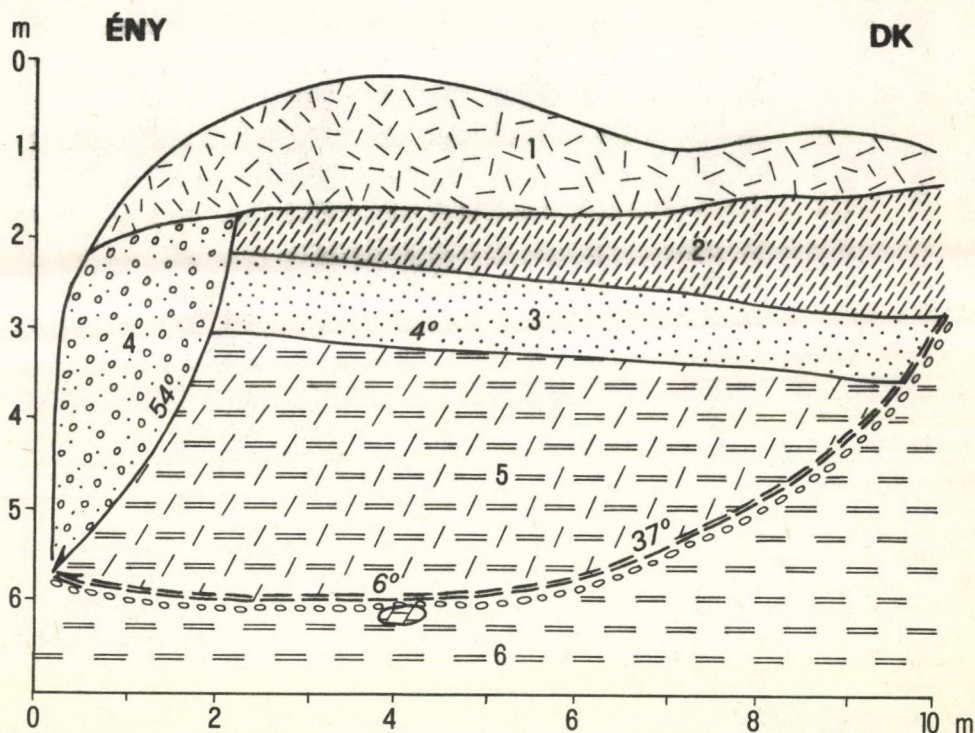
7. kép. Partomlás okozta szurdikelgátolás 1972-ben a Disznóskuti-völgy felső szakaszán.

landó jellegű rétegforrások, talajvizforrások és résvizek fakadnak, amelyek kisebb csuszásokat /néhány cm-es vagy egy-két dm-es/ idéznek elő. A fekü pannóniai üledékekben végbemenő jelentéktelen csuszások hatására, a labilis magas partfalak egyensúlyának megbomlásával partszakadások következnek be, amelyek rendszerint partomlással járnak. A partomlások keletkezésében szerepe van még a fedő üledékek beázásának, a szakadások, repedések fagyhatásos tágulásának, valamint a mögöttes meredek lejtők nyomásvi-szonyainak is. A partomlások sebhelyei és halmazai könnyen pusztuló formák. Az utóbbiakat a heves záporok eróziós tevékenysége hamar eltünteti. A partomlások, mint állandó jellegzetes tömegmozgások a szurdikokat gyakran elgátolják /7. kép/, de ugyanakkor jelentősen szélesbitik és nagyarányu anyagáttelepítéssel járnak.



8. kép. Lejtőcsuszamlás okozta "friss" partomlás a Nyáraska-völgyben. 1972. /A háttérben 8-10 m magas függőleges partfal látható./

A legtanulságosabb partomlásos-tömegmozgásos folyamat a Nyáraska-völgyet /szurdikkal feltárt eróziós völgy!/ jellemzi. Itt nem annyira a szurdik meredek peremének a partomlása a jellemző /természetesen ez is jelentős!/, hanem helyenként az állandó mozgásban levő, aktiv csuszamlásos folyamatok következtében a jobboldali meredek völgyperem partszakadása és partomlása szembevetőd. /8. kép/. Ugyanis a partomlások halmazai, melyek rendszerint hatalmas blokkokban szakadnak le, a meredek völgylejtő átázott anyagával együtt a szurdik irányába csuszognak, s ezzel újabb partomlás feltételeit teremtik meg. Itt általában 2-3 m széles



5. ábra. Rogyásos-csuszamlásos szelvény /a Nyáraska-völgy szurdikájának feltárása/.

1 = partomlás halmaza; 2 = rétegzett lösz; 3 = sárgásszürke közepes szemű csillámos homok; 4 = folyóvízi kavics és kavicsos homok; 5 = felsőpannóniai tarkaagyag; 6 = szürke felsőpannóniai agyag; \Rightarrow , \rightarrow = másod- és harmadrendű csuszólapok

és 10 m vastag blokkok leszakadása jellemző /5. ábra/. A völgy peremét 900 m-es hosszú szakaszon 6–12 m magas függőleges partfal kíséri! A partomlások méreteiről és területi kiterjedéseiről kitűnően tanuskodnak az évente gyökerestül szálban állva lezökent erdő fái /9. kép/.



9. kép. Csuszamlás okozta partomlás következtében pusztuló erdő-részlet a Nyáraska-völgyben /az előtérben talajvizforrás/.

Felmérésünk szerint a Nyáraska-völgyben kb. 45–50 000 m³-t, a Disznóskuti-völgyben 35–40 000 m³-t, az Izsán-völgyben pedig mintegy 20 000 m³-t tesz ki a partomlás halmaza /7., 8. kép/.

b/ A fentieknél lényegesen kisebb jelentőségű – de azért nem hanyagolható el – a Várhegy K-i peremén löszmélyútból kialakult szurdik partomlása. Lényegében a 700 m hosszú, 50 m széles és 30 m mély szurdik kialakításában a záporosók eróziója mellett a legnagyobb szerepe a partomlásoknak volt. Az itteni partomlások

a meredek löszfalak alámosása következtében alakultak ki. Számításaink szerint itt évente 7000–8000 m³ üledéket tesz ki a partomlás halmaza.

Az omlásveszélyes lejtők közé soroljuk a térképezett területen előforduló agyagbányák, kőbányák és kavicsbányák meredeken kiképzett lejtőit, melyek labilis helyzetüknél fogva állandóan magukban hordozzák az omlásveszélyt! Elsősorban a neszmélyi téglagyár agyagfejtő gödrének erősen omlás- és csuszamlásveszélyes helyzetére hívjuk fel a figyelmet. A 15–20 magas, nagyobb részén függőleges, vízzel átitatott erősen megduzzadt partfal bármely pillanatban aktivizálódhat.

c/ Megjegyezzük, hogy a szurdikok és a meredek völgylejtők peremén /pl. a Várhegy Ny-i lejtője/ a partomlásos szakaszokat, a kezdeti repedésekkel, szakadásokkal egyidejűleg sokfelé rogyásos tömegmozgások is kísérik: sőt helyenként nem annyira a "nyílt" partomlások, mint inkább a partrogyások jellemzőek. Végős soron azonban a megroggyant partok is leszakadnak.

A labilis partokon kívül a rogyásos tömegmozgásos formák mást is előfordulnak. Többek között megroggyant és rogyadozó formák jellemzik az "időleges nyugalomban levő csuszamlásos felszíneket", a szurdikokkal, vizmosásokkal és árkos erózióval tagolt egyed-deráziós völgyfőket, helyenként a peremi suvadásos formák homlokperemeit, és leggyakrabban a csuszamlásveszélyes lejtőket. Az utóbbiak figyelmeztető jelként foghatók fel a lejtőcsuszamlás esetleges közeli veszélyére.

2. Törmelékmozgásos veszélyes meredek lejtők

Térképezett területünkön kevés helyen jelentős. Általában mindenütt antropogén hatásra alakult ki. Legjellegzetesebb előfordulási területeik a dunaalmási édesvízi mészkővel fedett felszínek. Itt a tanuhegy meredek K-i peremén az erdőirtások következtében a talajtakaró jelentősen lepusztult, s így az antropogén beavatkozások következtében a meredek perem törmelékotlásos, kőhullásos veszélyes lejtővé alakult. Ujabbán feketefenyő telepítéssel próbálják a lejtő stabilitását helyreállítani. Ennek

eredményei máris megmutatkoznak. Ezenkívül jelentékenyebb törmelék-
létkomlás, kőhullás az elhagyott mészkőbányák felelőtlenül kiké-
pzett lejtőit jellemzik /Nagy-hegy, Kőpíte stb./. A legnagyobb
veszélyt azonban a kőfejtők meddőhányóinak törmelék-
omlása rejte-
geti, ami különösen tartós esőzések idején aktivizálódik. Az utób-
biakat a térkép léptéke miatt nem jelezhattük.

IV. EGYÉB FELSZINMOZGÁSOS JELENSÉGEK ÉS FORMÁK

1. Felületi erózióval veszélyeztetett lejtők /talajpusztulás/

Felületi erózióval veszélyeztetett területként többnyire azokat a "csuszamlásmentes" meredek lejtőket /12–25% és 25%-nál meredekebb/ ábrázoltuk, amelyek a felszíni leöblítés következtében teljes terjedelmükben lepusztulás alatt állnak. Tartós esőzések és heves záporok idején az egész lejtőt egységesen elborító vízlepel a felszínt felületileg pusztítja le, és a fék-
telen talajpusztulással a tömegmozgásos folyamatokhoz hasonlóan jövátéhetetlen károkat okoz. Hasonló felszíni letarolást a hirtelen bekövetkező koratavaszi hóolvadáskor az olvadékvizek is kifejtnek.

A felületi erózió kimenetele mint minden egyéb területen, itt is számos tényező függvénye. Függ a lejtőszögtől, a lejtő formájától /domboru, homoru, egyenes, összetett/, hosszától és kitettségétől, továbbá a lejtőt borító talajok állagától és vízgazdálkodási tulajdonságaitól /vizáteresztő- és víztartóképesség/, a közeminőségtől, valamint a felszín növényborítottságától.

A lejtőt felületileg letaroló felszíni leöblítés hatékonysága nem az évi esőmennyiségtől függ, hanem elsősorban az esőgyakoriságtól és az extrém /30–60 mm/óra/ csapadékos napok számától.

A nagy felhőszakadások idején a záporosók vastag vízréteget zúdítanak a felszínre, amely nagy mennyiségű talaj és kőzetanyagot szállít a lejtő alá, és nagy területeket iszapol fel.

Térképezett területünkön a felületi eróziós folyamatok elsősorban a csuszamlásos környezetben levő, deráziós völgyfők közti

meredek /17-25%-os/ lejtőket veszélyeztetik /Disznóskuti-völgy völgyfője/. Itt a felületi letarolással járó talajpusztulás nagy mértékben befolyásolja az omlásos, rogyásos partfalakkal jellemzett "csuszamlásveszélyes" lejtők stabilitását. Megjegyezzük, hogy az aktív csuszamlások kialakuláskörülményei /talajvizháztartás, talajvizből táplálkozó rétegforrások, résvizek, csuszamlás nagyságrendje, lecsuszott tömegek mennyisége, a csuszamlás intenzitása stb./ egyáltalán nem függetlenek a talajok típusától, állagától és vizgazdálkodási tulajdonságaitól.

2. Barázdás erózióval veszélyeztetett lejtők

Meredek lejtőkön /17-25%-nál meredekebb/ a talajok és az anyakőzet kisebb vízelnyelőképesége következtében a felületi lefolyás jelentékenyen felgyorsul, s a felszíni leöblítés /felületi rétegerózió/ mellett az iszapos erecskék sűrűsödésével és egyesülésével – amelyek hordalékkal telítve nagyobb energiával szaladnak le az átáztatott meredek lejtőn – a felületi rétegerózió mellett a barázdás eróziós formák is egyre sűrűbben jelennek meg, és helyenként maradandó vizmosásos eróziós formák is kialakulnak. A jelzett lejtőviszonyok mellett jelentékeny szerepe van a talajok erodálhatóságának is, amely bizonyos mértékig megszabja a barázdák sűrűségét, valamint az egyes formák /barázdás és vizmosásos eróziós forma/ és fokozatok mennyiségi és nagyságrendi arányát.

A 20-25%-os lejtőkön már a barázdás eróziós formák uralkodnak, s törvényszerűen az ilyen lejtős felszíneken a legnagyobb a talajpusztulás is.

Térképezett területünkön – a lejtőcsuszamlásos felszíneket nem számítva – a felületi és a barázdás eróziótól veszélyeztetett lejtők összesen 4 105 500 m²-nyi területet tesznek ki.

Területi arányuk a Tata folyóra lejtősödő kavicsos lejtőkön a legnagyobb /1 525 000 m²/. Az erodáltság hatékonysága és mértéke is itt a legszembetűnőbb, amit a kiterjedt kopárok is jeleznek.

Mint érdekes jelenséget megemlítjük, hogy a közepes lejtésű /12-17%/, fosszilis csuszamlásos, hepehupás felszíneken, annak ellenére, hogy a szurdikok irányában a felületi lefolyás számottevő, még nagyobb csapadék esetén sem tapasztalható említésre

méltó talajpusztulás. Általában mélyen elhumuszosodott, vastag talajszelvények jellemzik a stabilizálódott fosszilis csuszamlásos felszínüket.

3. Eróziós árkok

Vonalas erózióval kialakított V keresztmetszetű negatív térszíni formák. Mélységük általában 0,50–2 m között váltakozik, de tagolt nagy reliefenergiájú területen ritkábban előfordulnak ennél mélyebbek /3–4 m/ is. Leggyakrabban a meredek löszlejtők és a keskeny löszhátak peremei, a szurdikok völgylejtői, valamint a nagy esésű, nagy mélységű, függő deráziós völgyek völgyfői árkolódnak fel. Kialakulásuk és fejlődésük hátravágódással történik. Nem minden esetben maradandó formák. A kisebbek antropogén hatásra könnyen betemetődnek, de nagyobb esőzések alkalmával /főleg heves záporok idején/ könnyen ki is ujulnak.

A felületi erózióval, a barázdás erózióval és a vizmosásokkal együtt, a mezőgazdasági művelés alatt álló felszínek eróziós pusztulásának kitűnő fokmérői.

4. Eróziós szakadékvölgyek

Térképezett területünkön a csuszamlásos, suvadásos formák mellett az erózióval átalakított tágas deráziós cirkuszvölgyek legjellegzetesebb formái. Kialakulásuk minden valószínűség szerint a deráziós völgyek irányát előrejelző gyengén ÉÉNy-DDK-i irányu vetődéses rétegelmozdulás mentén történt. Ezt az irányt követi a Disznóskuti-völgy: ÉÉNy /350°/-DDK /170°/, a Nyáraskavölgy: ÉÉNy /345°/-DDK /165°/ és az Izsán-völgy: ÉÉNy /340°/-DDK /160°/ szurdika egyaránt. Szerkezeti előrejelzésük mellett szól az a körülmény is, hogy ugyanebben az irányban helyezkednek el a Dunaalmás környéki tanuhegyek /Nagy-hegy ÉÉNy /340°/-DDK /160°/, Látó-hegy ÉÉNy /350°/-DDK /170°/, Kozma-hegy ÉÉNy /340°/-DDK /160°/ is, ami félreérthetetlenül arra utal, hogy az édesvízi mészkövet lerakó karsztforrások törésvonalai teljesen párhuzamosak az említett völgyek szurdikainak futásirányával.

A szurdikok közös geomorfológiai jellemvonása, hogy valameny-nyi völgy jobboldali meredek peremén vágódtak be, s ezzel a tágas /1000–1300 m széles/ völgyek aszimmetriáját még jelentékenyen növelték. Kialakuláskörülményeik egyébként a löszös dombságok szurdikainak fejlődésmenetét másolják. Fejlődésük kezdeti stádiumát az esetek többségében löszmélyútból keletkezett löszszakadékok jellemezték, amelyek a nagy reliefenergiájú, nagy esésű völgyekben /1 km-enként 60 m esés/ gyorsan harapódtak hátra a vízváltató felé. A lefolyó csapadékvizek különösen nagy záporok idején patakokká növekednek, s erősen mélyítik és szélesítik a szakadékokat /löszcirkuszok és löszpiramisok képződése/, míg végül is a pannóniai fekübe bevágódva, s annak vizadó rétegeit megcsapolva eróziós szakadékvölgyekké /szurdik/ alakulnak. Méretük nagyon különböző, sok esetben szakaszonként változik. Vannak 6–8 m mély, időszakos vízfolyású szurdikok /Iszán-völgy szurdika/ is, de előfordulnak 20–30 m mélységű, állandó vízfolyással rendelkezők is /Nyáraska-völgy és a Disznóskuti-völgy szurdika/. Az utóbbiakat mindenütt függőleges és tulhajló oldalfalak határolják, s elkeskenyedő árkaik 5–10 m mélységig a pannóniai fekübe vágódtak be /2., 3. ábra/.

Ez a minőségileg új forma, mint jelentős helyi erózióbázis lényegesen befolyásolja a völgyek lefolyásviszonyait /az össze-gyülekezési folyamatok térbeli rendjének alakulását/ és fejlődésük további menetét. A talaj- és rétegvizek megcsapolásával hatással vannak az "időleges nyugalomban levő csuszamlásos lejtők" aktivizálására /a Várhegy és a Disznóskuti-völgy Ny-i lejtője/, s a jelenleg is állandó mozgásban levő lejtők kialakulására és aktiv mozgásviszonyaira /aktiv csuszamlások/, valamint a nagyméretű rogyásos, omlásos tömegmozgások kifejlődésére /4., 5. ábra, 7. kép/.

Lényegében magukban hordozzák a terület felszínmozgásos folyamatainak a vízföldtani adottságokkal összefüggő legfőbb feltételeit és a recens mozgások kialakulásának alapvető okait. A térképezett terület esetleges rekonstrukciójának legnehezebben megoldható feladatait jelentik.

V. EGYÉB GENETIKUS GEOMORFOLÓGIAI FORMÁK

1. Deráziós völgyek

Térképezett területünk völgyeinek legelterjedtebb csoportját a deráziós völgyek képezik. Elsősorban az erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek völgyfőit jellemzik, ahol egy katlanszerű kitáguló deráziós főágban esetenként 5-10 deráziós völgy egyesül /Disznóskuti-völgy/. Ezen kívül a löszhátakat és a löszlejtőket tagoló völgyek többsége is idetartozik, de csápszerűen szerteágazó deráziós völgyfőkben végződnek az eróziós völgyek is /Nyáraska-völgy/. A 17 198 km²-es területet több mint 40 deráziós völgy tagolja, ami az összes völgyek 98,6%-át teszi ki.

A száraz deráziós völgyek leggyakrabban teknő vagy tál alakú, homoru és domboru lejtőkkel határolt, sok esetben völgytalp nélküli hosszanti térszíni mélyedések. Méretük, akárcsak formájuk, nagyon különböző. Legfontosabb geomorfológiai jellemvonásuk, hogy sem medrük, sem állandó vízfolyásuk nincsen, s a völgyfő felé jelentékenyen kiszélesednek. Kizárólag nagyobb csapadék alkalmával folyik le bennük víz. Alakrajzi és általános morfológiai jellemvonásaik alapján több típusuk van. Az egyes típusoknak /pl. rövid, nagy esésű, függő deráziós völgyek/ a beszivárgás és a lefolyás térbeli rendjének alakulása szempontjából komoly vízföldrajzi jelentőségük van.

A deráziós völgyek többsége a pleisztocénban alakult ki, de átöröklődött a holocénba és napjainkban is jelentős fejlődésben van. Genezisüket tekintve jellegzetes tál alakú, többnyire völgytalp nélküli keresztmetszetük a pleisztocén periglaciális klíma nedvesebb szakaszaiban domináló areális folyamatok /szoliflukció, pluvioniváció, lejtőn huzódó törmelékmozgás, suvadások/ és az interstadiálisok csapadékos fázisaiban felujuló lineáris erózió párharcából alakultak ki. Napjainkban fejlődésükben a nagy intenzitású záporosókkal járó areális és lineáris erózió együttes tevékenységének, valamint az antropogén tényezőknek /művelési ágak területi rendszere, agrotechnikai eljárások,

talajművelés, növénytermesztés, szőlőművelés stb./ van elsődleges szerepük.

A deráziós völgyek sűrű hálózatukkal irányt szabnak a felszín geomorfológiai fejlődésének, nagy mértékben megnehezítik a mezőgazdasági művelést, és területenként különböző mértékben befolyásolják a vízháztartás térbeli rendjének alakulását. Jelentőségük a felszínmozgásos folyamatok kialakulása szempontjából sem hanyagolható el.

2. Deráziós tanuhegyek

Az állandóan hátraharapódzó deráziós völgyfők, deráziós fülkék, az areálisan pusztuló lejtők, valamint a lealacsonyodó nyerges és mélyrevágódott löszmélyutak, löszszakadékok és löszszurdokok a völgyközi hátaikat sűrűn beréselik, és kisebb-nagyobb deráziós tanuhegyekre bontják. A deráziós tanuhegyek tehát a löszháta további lepusztulását jelző felszíni formák. Kialakulásukban a pleisztocén periglaciálisokban hatékony szoliflukció és az interstadiálisokban működő felszíni leöblítés és lejtőcsuszamlások mellett a ma is hatékony felületi eróziónak és az antropogén tényezőknek káros hatását szükséges hangsúlyoznunk!

Területünkön kialakulásuk szoros összefüggésben van a lösztakaró alatt többnyire pászttázan elhelyezkedő édesvízi mészkő elterjedésével. Valamennyi deráziós tanuhegy fekéje vékonyabb-vastagabb lösszel vagy deluviális löszös üledékkel fedett édesvízi mészkő, melynek bázisában rendszerint dunai terasz kavics települ /PÉCSI M. 1959a, 1975/.

A deráziós tanuhegyek az egyéb formák mellett a terület felszínfejlődésének számottevő meghatározói. Többek között rajtuk keresztül lehet lemérni a felszín fejlődésének irányát és ütemét. A tanuhegyekre bontott felszínnek a térképezett teraszvidék összterületének 0,96%-át /1 659 800 m³/ teszik ki, ami káros következményekre vezet. A talajtakaró pusztulásával együtt nagymértékben növekszik a lejtős területek nagysága és a felszín tagozottsága, ami fokozott mértékben hat vissza a különböző jellegű és típusu felszínmozgásos folyamatok kialakulására. Ezáltal egyre nagyobb területek esnek ki a mezőgazdasági művelés alól.

3. Deráziós lépcsők

A felszint felületileg lepusztító periglaciális areális folyamatok /periglaciális szoliflukció, pluvioniváció, gravitáció, areális erózió stb./ és jelenkori felszíni leöblítés által kialakított lankás peremű térszíni lépcsők /PÉCSI M. 1962b, 1964/, amelyek a lejtős felszint határozottan elkülönülő szintekre tagolják. Területi elhelyezkedésük alapján úgy tűnik, hogy ezek az enyhemenedékes lejtőjű lépcsők a vastag lösztakaróval fedett, egymás felett települt dunai teraszok homlokperemének vonalában alakultak ki.

4. Deráziós nyergek

Általában különböző domborzati formák között benyergelődött keskeny vizválasztó gerincek. Leggyakrabban szomszédos völgyfők, tanuhegyek és löszhátak között jellegzetesek. Kialakításukban főleg a hátráló eróziónak, a felszíni leöblítésnek, s helyenként a suvadásoknak volt jelentősebb szerepük. A térkép csak a fontosabb deráziós nyergeket ábrázolja.

5. Erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek

Ebbe a típusba tartoznak területünk összes olyan völgyei, /Disznóskuti-völgy, Izsán-völgy/, amelyek eredetileg deráziós völgykként alakultak ki, alakrajzi és egyéb morfológiai sajátásaik alapján többé-kevésbé még ma is deráziós völgyekre emlékeztetnek, de már állandó vízfolyásuk van. Az állandó vízfolyással járó lineáris erózió a szárazvölgyek átalakulására utal. A gyenge vízfolyások az átalakulás kezdeti időszakában még csak gyenge vonalas eróziós tevékenységet fejtenek ki, a deráziós völgyek fejlődésében továbbra is nagy intenzitású záporosókkal járó areális lepusztulásnak és az antropogén tényezőknek van elsődleges szerepük, ami elsősorban a völgylejtők jelentékeny pusztulásában nyilvánul meg. Ezért az állandó vízfolyással rendelkező deráziós völgyeket a mi klimatikus viszonyaink mellett az esetek többségében lassu átalakulás jellemzi.

A Disznóskuti- és az Izsán-völgy esetében azonban egy alapvető fejlődéstörténeti különbség volt, ami lényegesen befolyásolta a szárazvölgyek gyors átalakulását. Egyrészt a szóban forgó szárazvölgyek a Gerecse-peremi lösszel fedett dunai teraszvidéken alakultak ki, ami rétegtani helyzeténél fogva különleges vízföldrajzi tényezőt jelentett. Másrészt a deráziós völgyképződés folyamán a periglaciális folyamatok mellett a legjelentősebb völgyképző tényező a csuszamlásos, suvadásos tömegmozgások voltak, amelyek már eredetileg erősen tagolt, nagy reliefenergiájú /100-150 m/km/, tágas szárazvölgyeket alakítottak ki, amelyek jelentékeny nagyságu vízgyűjtővel /2000 000 m²/ és kitűnő vízháztartási adottságokkal rendelkeztek. Ezek a tényezők a holocén folyamán /főleg az ujholocénban/ jelentősen felgyorsították a szárazvölgyek átalakulását.

A nagy reliefenergiájú, nagy mélységű és nagy esésű deráziós völgyekben a lineáris erózió és az antropogén tényezők /szőlőművelés, szántás, löszmélyut-képződés stb./ hatására keskeny és mély löszszurdikok keletkeztek /7. kép/, amelyekben a vizadó rétegek megcsapolásával állandó vízfolyások alakultak ki. A meder és az állandó vízfolyás kialakulása jelentette a deráziós völgyek fejlődésmenetében a döntő változást. A mély szurdikok, mint helyi erózióbázisok fokozottan hatnak vissza a völgylejtőket leöblítő areális lepusztulásra is, aminek eredményeként a deráziós völgyoldalak is átalakulnak. A völgylejtők tagoltabbá /vizmósások és eróziós árkok képződése/ és meredekebbé válnak, amiben természetesen az antropogén tényezőknek is szerepük van.

Az erózióval átalakított völgyek belsejét fosszilis és recens lejtőcsuszamlások és suvadások hálózzák be, völgyfőiket pedig ma is csápszerűen szerteágazó, állandóan hátravágódó száraz deráziós völgyágak jellemzik.

6. Eróziós-deráziós völgyközi hátak

Az eróziós és az eróziós-deráziós völgyek között, a vízgyűjtő területek fővizválasztóit hordozó lepusztulásból kimaradt keskenyebb-szélesebb lőszhátak. Kialakulásukban a szerkezeti mozgásoknak, a folyóvízi lineáris erózióknak és a deráziós folyamatoknak

egyaránt szerepük volt. A magasra emelt löszhátak a völgyekkel tagolt teraszvidék legegységesebb felszindarabjai. Területük jelentéktelen, a teraszvidék összterületének mindössze 7,7%-át /1 335 600 m²/ teszik ki.

A különböző típusú völgyek intenzív fejlődése következtében a köztes területek átlagosan 200–300 m széles hátak formájában maradtak fenn, de nem ritkák az 50–100 m széles csipkézett peremű "löszgerincek" sem, amelyek a völgyek szélesbedése és gyors ütemű hátraharapódzása nyomán ma is állandóan keskenyednek.

A történelmi idők óta a löszhátak fejlődését, a felszíni leöblítés mellett az antropogén hatások befolyásolják a legnagyobb mértékben. A "gyorsított" erózió eredményeként ma mindenütt lekerített felszinek és pusztuló domboru lejtők jellemzik a löszhátakat. Talajtakarójuk is a legnagyobb mértékben erodált.

7. Eróziós-deráziós tanuhegyek

Genetikailag csak annyiban különböznek a deráziós tanuhegyektől, hogy kialakulásukban az areálisan ható deráziós folyamatokon /szoliflukció, lejtőleemosás, csuszamlás stb./ kívül közvetve vagy közvetlenül a lineáris eróziónak is tevékeny szerepe volt. Az eróziós völgyek, valamint az erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek között kialakult nagyobb tanuhegyek /dunaalmási Nagy-hegy/ tartoznak ebbe a csoportba. A lösszel fedett deráziós tanuhegyekhez hasonlóan édesvizi mészkőből állnak. A különböző genezisű tanuhegyek összterületének 54,8%-át /909 800 m²/ teszik ki.

8. Szerkezetileg irányított, rövid, nagy esésű eróziós völgyek

Térképezett területünkön e völgytipust egyedül a Nyáraskavölgy képviseli. Az erózióval átalakított deráziós völgyekhez hasonlóan, gyengén ÉÉNY-DDK-i irányú szerkezeti vonal mentén kialakult, állandó jellegű vízfolyással rendelkező aszimmetrikus eróziós völgy. Kialakításában a vonalas erózió, a szurdikképződésnek és a csuszamlásoknak volt döntő szerepe. A völgy bal-

partját erősen pusztuló, fosszilis szeletes csuszamlások jellemzik. Jelenlegi fejlődését jobboldali völgylejtőjének tulsulyban levő aktív csuszamlásai /helyenként időleges nyugalomban levő csuszamlásos szakaszok is jellemzik/, meredek, helyenként tulhajló partfalának állandó jellegű omladozásai /évente 45–50 000 m³-re becsülhető a partomlás halmaza/, szurdikának egyre mélyebbre vágódása /15–20 m/ és völgyfőjének gyors ütemű deráziós hátraharapódzása határozza meg /5. ábra, 8. kép/.

Az aktív csuszamlások valamint a nagyméretű, nagy tömegű partomlások /5. ábra, 8. kép/ és partszakadások következtében jobboldali völgylejtőjét felmérhetetlen pusztulás jellemzi. Mélyre vágódott szurdikában a lerohanó csapadékvíz féktelen erőziója csak az utóbbi 20 évben 6 partvédő művet rombolt el.

A völgy további jellemző geomorfológiai vonásai a következők: erősen rövid /1800 m/, nagy mélységű /80–100 m/ és nagy esésű /70 m/km/, meredek lejtőjű /15–70°/, a pannóniai fekübe mély szurdikkal /15 m/ bevágódott, szakadékos, omlásveszélyes pusztuló erőziós völgy. Rendszabályozása a területrendezés egyik legnehezebben megoldható problémáját jelenti.

9. Folyóteraszok

A térképen csak a Duna jobbparti ujpleisztocén teraszait /II/a és II/b sz. teraszok/ ábrázoltuk. A II/a sz. első ármentes terasz felszínét a mögöttes területekről lefutó patakok löszös-homokos hordalékanyaga fedi. Ezen települnek a községek. A második ármentes teraszt /II/b sz./ vastag lösztakaró emeli meg, melyre a községek kertjei, szőlői és szántói huzódnak fel /PÉCSI M. 1962a, 1975/.

Az idősebb teraszok a térkép jellegénél fogva nem kerültek ábrázolásra. Azok többnyire csak a völgyközi háta vastag lösztakarója alatt és az édesvízi mészkő fekéjében nyomozhatók. Fejlődéstörténetükkel és részletes leírásukkal KÉZ A. /1934/, SZÁDECZKY-KARDOSS E. /1939/ és PÉCSI M. /1959a, 1962a, 1975/ foglalkozott részletesen.

10. Labilis meredek partfalak

A térképen ábrázolt meredek labilis partfalak tulnyomóan antropogén hatásra /közvetlen emberi beavatkozás/ jöttek létre, s a természeti folyamatoknak csak bizonyos mértékű formálásukban /leomosás, fagyhatás, repedezettség stb./ volt szerepük. Jelenlegi helyzetükben erősen csuszamlásveszélyesek. Vonatkozik ez első sorban a neszmélyi téglagyár agyaggödrének vízzel átitatott, 8-10 m magas, függőlegesen kiképzett pannóniai agyagfalára.

11. Stabilis meredek partfalak

Elsősorban a terület É-i peremének stabilizálódott fosszilis csuszamlásos és suvadásos lejtői, valamint a IV. sz. Duna terasz vastag lösztakaróval fedett meredek partfalai tartoznak ide.

VI. ANTROPOGÉN FORMÁK

A különböző felszinalakító folyamatok és az antropogén hatások közreműködésével létrejött felszinformákat tárgyaljuk ebben a csoportban. A térképen ábrázolt antropogén formák közül a lössmélyutak, az álteraszok /teraszlépcsők/, az agrogén felszinek és a külszíni bányák negatív formái a jelentősebbek.

1. Lössmélyutak

Területünkön csak ritkán fordulnak elő, ezért a felszín tagoltságában nincsen számottevő jelentőségük. Kialakulásukban egyéb tényezők /a felszín tagoltsága, reliefenergiája, csapadékviszonyok/ mellett a lössz kapilláris szerkezetének, a vonalas erózióknak és a gazdasági élet felszinformáló szerepének van elsődleges fontossága. Elterjedésük tehát szoros összefüggésben van a felszín gazdasági művelésével és a műveléságak tér- és időbeli változásával. A löszmélyutakkal tagolt terület ugyanis egybeesik a teraszvidék legintenzívebb művelés alatt álló szőlős területeivel.

Leggyakrabban a határba vezető forgalmas dűlőutak alakulnak át löszmélyutakká. Ugyanis a dűlőutak lösze a közlekedés /lovasszogatok, traktorok, állatok, emberek tiprása/ nyomán fellazul, s valósággal porrá őrlődik. A mélyebb kerékvágásokban lefolyó csapadékvizek a nap mint nap fellazított lösz anyagát kihordják, s az utat fokozatosan mélyítik, míg végülis a vonalas erózió évtizedes működése nyomán az egykori dűlőutak függőleges löszfalakkal határolt löszmélyutakká alakulnak át. Általában 3-4 m mélyek, de előfordulnak 10 m mélységűek is. Jelentősen befolyásolják a felszín lefolyásviszonyait. Fontos szerepük van a völgyközi hátaik, a tetők /deráziós tanuhegyek/ és a völgylejtők csapadékvizének levezetésében. Nagy intenzitású csapadék idején partakként árad belőlük a víz. A terület vizháztartását negatívan befolyásolják. Nem tartós formák! Fejlődésük előrehaladott állapotában felnyílnak, és löszszakadékká ill. löszszurdikká alakulnak át.

2. Álteraszok /tereplépcsők/

A lejtőleöblítéssel együttjáró talajeróziós folyamatok és az intenzív szőlőművelés hatására alakultak ki. Leggyorsabban a szőlőparcellák és egyéb művelés alatt álló területek érintkező határvonalain jellegzetesek. Főleg az erdő- és szőlőművelés alá fogott területek, ill. a szőlőparcellák és a szántóföldi művelés alatt álló táblák határvonalain alakultak ki. Általában 1,5-3 m magasak, de ritkábban előfordulnak 4-5 m magasak is.

A tereplépcsők /álteraszok/ mint antropogén morfológiai formák megbízható számszerű adatokkal szolgáltatnak arra, hogy a mezőgazdasági művelés alá vett területeken az intenzív szőlőműveléssel "gyorsított" erózió következtében milyen méretű lepusztulás következett be.

A tereplépcsők a térkép méretaránya és a fontosabb felszínformák /csuszamlásos-suvadásos formák/ ábrázolása miatt a valóságnál kisebb számban kerültek jelölésre. A legnagyobb számban a Disznóskuti-völgyben fordulnak elő, ahol a lejtőcsuszamlások és a suvadások is a legjellegzetesebbek. Itt kialakulásukban

az intenzív művelés mellett a csuszamlások által preformált felszínnek is jelentős szerepe volt! Ahol sűrűbben tagolják a felszínt, ott a felszíni lefolyást is nagymértékben befolyásolják.

3. Mesterséges agrogén felszínek

Lejtőcsuszamlásokkal, deráziós völgyekkel és álteraszokkal sűrűn felszabdalt, helyenként csuszamlásveszélyes, mezőgazdasági művelésre már alig alkalmas felszínek, komplex talajvédelmi módszerekkel /agrotechnikai talajvédelem: tereprendezés, táblásítás, talajjavítás, talajművelés, vetésforgó, műszaki talajvédelem: vízrendezés, sáncolás, teraszosítás, utépités, biológiai talajvédelem: gyepesítés, cserjésítés, erdősités, szántóföldi növénytermesztés/ helyreállított, mesterséges mezőgazdasági termőterületek. A közel 1 km^2 -nyi /901 500 m^2 / mesterséges agrogén felszín a Madari-hát, az Elő-Haraszt és a Meleg-hegy területére terjed ki /1. ábra/.

4. Külszíni bányák negatív és pozitív formái

Térképezett területünk É-i és Ny-i peremét külszíni bányák /Kf., Kg., Ag., Hg./ negatív és pozitív formái deformálják. Összterületük $352\,700 \text{ m}^2$. Ennek nagyobb része /282 400 m^2 / a negatív formákra, kisebb része /70 300 m^2 / pedig a pozitív formákra /meddőhányók/ esik. Legnagyobb területet /242 666 m^2 / a kőfejtők deformálnak.

VII. A TÖMEGMOZGÁSOKKAL KÁROKAT SZENVEDETT TERÜLETEK ÉS LÉTESÍTMÉNYEK

Az előzőekben tárgyalt felületi tömegmozgások térképezett területünket rendkívül károsan befolyásolták és befolyásolják napjainkban is. Ez világosan kiderül a felszín pusztulásában tevékeny szerepet játszó, különböző jellegű felszínmozgásos folyamatok /lejtőcsuszamlások, suvadások, rogyásos, omlásos tömegmozgások, különböző jellegű eróziós folyamatok stb./ által érintett

területek nagyságából /8 222 400 m²/ is, ami az összterület 48,8%-át teszi ki,

A mezőgazdasági területeken kívül a kisebb épületkárok mellett jelentékeny műszaki berendezések /gátak, partvédő művek/ is károsodtak, ill. pusztultak el teljesen.

1. A mezőgazdaság számára alkalmatlan területek

Térképezett területünkön az időszakos nyugalomban levő és aktív tömegmozgásoknak, valamint a jelenleg is hatékony egyéb felszínmozgásos folyamatoknak /felületi, barázdás, árkos, vizmosásos erózió/ számottevő mezőgazdasági és erdőgazdasági terület esett áldozatul. Ezenkívül jelentékeny nagyságu terület károsodott olyan mértékben, hogy természeti adottságai alapján ma már a nagyon gyenge mezőgazdasági potenciállal rendelkező területek közé tartozik. Az utóbbiak csak kevés számú, kevésbé talajigényes növények termesztésére hasznosíthatók.

a/ Az említett geofolyamatok és az antropogén tényezők hatására 3 605 892 m²-nyi terület vált mezőgazdasági művelésre teljesen alkalmatlanná. Ennek nagyobb része a Disznóskuti-völgy baloldali völgylejtőjére és völgyfőjére /1 329 100 m²/, valamint a Tata folyó teraszos lejtőjére /1 298 892 m²/ esik. Ezenkívül jelentős még az Izsán-völgy /402 000 m²/ és a Nyáraska-völgy lejtőinek /183 000 m²/, a Kozma-hegy K-i lejtőjének /138 000 m²/, az Akasztó-hegynek /176 800 m²/, valamint a Várhegy egész felszínének /78 200 m²/ a mezőgazdasági művelésből való kiesése. A fenti területek jelzésére, a fehér-fekete alapon készített térkép olvashatósága miatt a jelkulcsot – a Várhegy kivételével – nem tudtuk alkalmazni.

b/ A mezőgazdasági művelésre alkalmatlanná vált területeken kívül igen jelentős a kisebb-nagyobb mértékben károsodást szenvedett mezőgazdasági területek kiterjedése /2 146 108 m²/ is, amit elsősorban a különböző eróziós-deráziós folyamatok /felületi, barázdás, árkos, vizmosásos erózió/ és az antropogén hatások együttesen okoznak. Mindenekelőtt a 12%-nál meredekebb lejtős

felszinek, valamint a keskeny tagolt völgyközi háta tartoznak ide.

c/ Figyelembe véve a fában szegény területet, nem hanyagolható el az erdőgazdasági kártétel /281 700 m²/ sem, amelyet minenekelőtt a recens csuszamlások /többnyire időszakos nyugalmokban levő csuszamlások/, valamint a rogyásos, omlásos tömegmozgások okoztak az utóbbi 30 évben. Főleg a Nyáraska- és Disznóskuti-völgyben, valamint a Várhegy Ny-i lejtőin jelentős a sarjerdők pusztulása. A folyamat napjainkban is igen aktív /9. kép/.

d/ Kimondottan antropogén hatások következtében /kőfejtők, kavics-, homok- és agyagbányák/ térképezett területünkön 352 700 m²-nyi terület esett ki a mezőgazdasági művelés alól. Területük az ember felszinformáló tevékenysége következtében évről évre növekedik.

A mezőgazdasági művelésre teljesen alkalmatlanná vált területek és a károsodást szenvedett agrárfelszinek az erdőgazdasági kártétellel együtt 6 386 400 m²-nyi /6,4 km²/ területet jelentenek, ami a térképezett összterület /17 198 300 m²/ 37,3%-át teszi ki.

2. Épületkárok

A mezőgazdasági művelés alatt álló területen csak csekély számú épület van, s azok is többnyire a szőlősterületekre korlátozódnak. Így a recens lejtőcsuszamlások épületkárokat alig okoznak. Egy-két présház megrongálása mellett figyelemre méltó a Várhegy tetején /208m tszf-i magasság/az 1800-as években épült Neszmélyi vár falának 7-8^o-os kibillenése, amit a közelmúltban végbement lejtőcsuszamlások okoztak. A Várhegy Ny-i lejtője időnként aktivizálódó "időszakos nyugalomban levő csuszamlásos lejtő", amire a gyökerestül kidőlt szálfák tömegei világosan utalnak.

3. Károsodott műszaki létesítmények

Az utóbbi évtizedekben a csuszamlások megfékezésére és a szurdikok fejlődésének megakadályozására a Nyáraska- és Disznós-kuti-völgy szurdikában gátakat és partvédő műveket építettek. Azóta a műszaki létesítmények egy kivételével részlegesen megromlottak, vagy teljesen elpusztultak /10. kép/. A csuszamlások



10. kép. Teljesen elpusztult betongát a Nyáraska-völgyben.

okozta partszakadások, partomlások következtében az állandó mozgásban levő, folytonosan mélyülő szurdikokban a műszaki létesítmények élettartama nagyon rövid. Áradáskor a gátak oldalfalait /labilis, omladékos oldalfalakba beépített gátak!/ réseli át a víz, és az alámosott partfalak leszakadásával utat nyitva, rövid időn belül szétrombolja a betongátakat. Másrészt pedig az időnként bekövetkező csuszamlások /itt rendszerint a szurdikok mederszintjében levő pannóniai agyagrétegek "csuszna ki"/ valósággal darabokra

roppantják az egyébként nagy szilárdságu merev partvédő létesítményeket /10. kép/. Lényegesen időtállóbbak az édesvizi mészkőből épített gátak, de már ezek is labilissá váltak a partomlások következtében. Kisebb csuszamlások hatására bármelyik pillanatban összeroppanhatnak.

Az itteni tapasztalatok arra utalnak, hogy pusztán műszaki létesítményekkel /betongátak, partvédő művek, kikövezett vízlevezetők/ nem lehet megakadályozni a csuszamlásos folyamatokat és az általuk partszakadásokkal, partomlásokkal járó szurdikok továbbfejlődését, amelyek újabb feltételeket teremtenek a partmenti csuszamlásoknak. Mivel a terület "csuszamlásokra kiválóan alkalmas" és földtani felépítését /2., 3. ábra/ megváltoztatni nem lehet, csak a csuszamlásokat döntő mértékben befolyásoló hidrogeológiai tényezők megváltoztatásával lehet tartós eredményt elérni. Éppen ezért a földtani és hidrogeológiai adottságok bizonyos mértékű ismeretében teljesen célszerűtlennek tartjuk a Tatai Vízügyi Társulatnak a partvédő művek, gátak és kikövezett vízlevezetők építésére vonatkozó újabb kezdeményezéseit. Hasonlóképpen nem vezethet eredményre a Várhegy aktív csuszamlásos, rogyásos lejtőjének beerdősítéssel való megfékezése sem.

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1969. A Tolnai-dombság kialakulása és felszinalaktana. Bp. Akad.K. 186. /Földrajzi tanulmányok. 10./
- ÁDÁM L. - MAROSI S. - SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. Bp. Akad. K. 514. 2 térk.mell. /Földrajzi monográfiák. 2./
- BACSÓ N. 1948. A hőmérséklet eloszlása Magyarországon 1901-1930. Bp. Orsz. Meteor. Int. 130. /Magyarország éghajlata. 5./
- BACSÓ N. - KAKAS J. - TAKÁCS L. 1953. Magyarország éghajlata. Bp. OMI. 130. /Az Orsz. Meteor. Int. hivatalos kiadványai. 17./
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. Bp. Tankönyvk. 423.
- CHOLNOKY J. 1919. A kolozsvári Feleki-hegy. - Földr. Közl. 47. 32-40.
- CHOLNOKY J. 1922. Néhány vonás az Erdélyi-medence földrajzi képehez. - Földr. Közl. 50. 107-122.

- DOMJÁN J. 1952. A középdunai magaspартok csuszása. — Hidr. Közl. 32. 416–422.
- HAJÓSY F. 1952. Magyarország csapadékviszonyai /1901–1940/. Bp. Orsz. Meteor. Int. 157. /Magyarország éghajlata. 6./
- HORUSITZKY F. 1938. Budapest dunajobbparti részének hidrogeológiája. — Hidr. Közl. 18. 4–344.
- KAKAS J. 1960. Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon. — Időjárás, 64. 328–339.
- KÉRI M. — KULIN J. 1953. A csapadékösszegek gyakorisága Magyarországon. Bp. OMI. 249. /Az Orsz. Meteor. Int. hivatalos kiadványai. 16./
- KÉZ A. 1934. A Duna Győr–Budapesti szakaszának kialakulásáról. — Földr. Közl. 62. 175–193.
- KÉZDI Á. 1970. Talajmechanika. 2. köt. Bp. Tankönyvk.
- KOCH A. 1900. Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. 2. r. Neogén csoport. Bp. M. Földt. Trs. 329.
- LÁNG S. 1955. A Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. — Földr. Ért. 4. 157–191.
- LÁNG S. A Központi Gerecse geomorfológiája. — Földr. Ért. 5. 265–283.
- LEÉL-ÖSSY S. 1949. Az Arló melletti hegycsuszamlás és az általa létrehozott tó. — Hidr. Közl. 29. 151–168.
- LIFFA A. 1907. Geológiai jegyzetek a Gerecse hegységről és környékéről. — Földt. Int. évi Jel. 1906-ról. 163–177.
- MAJER A. 1968. Magyarország erdőtársulásai. Bp. Akad. K. 515.
- Magyarország éghajlati atlasza. I. /Szerk.: KAKAS J./ Bp. Akad. K. 1960. 97.
- Magyarország éghajlati atlasza. II. Adattár./Szerk.: KAKAS J./ Bp. Akad. K. 1967. 261.
- Magyarország hidrológiai atlasza. Bp. VITUKI. 1952.
- Magyarország hévízkutjai. Bp. VITUKI. 1965. 42o.
- Magyarország vízföldtani atlasza. Bp. MÁFI. 1961. 73.
- Magyarország vízkészlete. 1. Mennyiségi számbavétel. Bp. Vizgazdálkodási Kut. Int. 1954. 112.
- PÉCSI M. 1955. Eróziós és korráziós völgyek és vizmosások képződése a Duna völgyében Dunaalmás és Nyergesujfalu között. — Földr. Ért. 4. 41–54.
- PÉCSI M. 1959a. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Bp. Akad. K. 345. /Földrajzi monográfiák. 3./
- PÉCSI M. 1959b. A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. — Geofiz. Közl. 8. 73–83.

- PÉCSI M. 1962a. A Kisalföld geomorfológiai képe. – Földr. Közl. 10. 113–140.
- PÉCSI M. 1962b. A negyedkori korráziós folyamatok hatása a felszínalakulásra és üledékképződésre Magyarországon. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat.
- PÉCSI M. 1963. Hegylábi /pediment/ felszinek a magyarországi középhegységekben. – Földr. Közl. 11. 195–212.
- PÉCSI M. 1964. A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. – Földr. Ért. 13. 1–29.
- PÉCSI M. 1968. A lejtőüledékek fő típusai és felhalmozódási dinamikája. – Földr. Ért. 17. 1–15.
- PÉCSI M. 1971a. A földcsuszamlások főbb típusai. – Földr. Közl. 19. 125–143.
- PÉCSI M. 1971b. Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás. – Földr. Ért. 19. 233–238.
- PÉCSI M. 1975. A Komárom-Esztergomi-síkság felszínének kialakulása és mai képe. – A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék. /Szerk.: ÁDÁM L. – MAROSI S./ Bp. Akad. K. 144–155. /Magyarország tájféldrajza. 3./
- PEJA GY. 1956. Suvadástípusok a Bükk É-i /harmadkori/ előterében. – Földr. Közl. 4. 217–241.
- PÉCZELY GY. 1975. A Kisalföld éghajlatának általános jellemzése. – A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék. /Szerk.: ÁDÁM L. – MAROSI S./ Bp. Akad. K. 61–63. /Magyarország tájféldrajza. 3./
- SCHAFARZIK F. 1918. A budapesti Duna paleohidrográfiája. – Földt. Közl. 48. 184–225.
- SCHAFARZIK F. – VENDL A. 1929. A Táborhegy csuszamlásos lejtője és a Hármashatárhegy–Csucshegy környéke. – Geológiai kiadványok Budapest környékén. Bp. Stadium. 181–191.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1970. A karsztviz eredetű édesvizi mészkövek csoportosítása. – Földr. Ért. 19. 356–361.
- SCHEUER GY. – SCHWEITZER F. 1981. A Gerecse-hegység paleokarszt-hidrológiai viszonyainak rekonstrukciója a felsőpannontól napjainkig. – Hidr. Közl. 61. 363–380.
- SCHMIDT E.R. 1966. A dunaujvárosi 1964. évi partomlás. – MÁFI Évi Jel. 1964-ről. 579–584.
- SCHRÉTER Z. 1953. A Budai és a Gerecse hegység hegységperemi édesvizi mészkő előfordulásai. – MÁFI Évi Jel. 1951-ről. 111–146.
- SIMON T. 1975. A Kisalföld természetes növénytakarója. – Földr. Közl. 86. 183–193.
- SOMOGYI S. 1975. A Komárom-Esztergomi-síkság vizrajza. – A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi peremvidék. /Szerk.: ÁDÁM L. – MAROSI S./ Bp. Akad. K. 159–165. /Magyarország tájféldrajza. 3./

- SZABÓNÉ PAPP É. 1962. Szélirányeloszlás Magyarországon 30 évi átlagok alapján. Beszámoló az 1961-ben végzett tudományos kutatásokról. Bp. OMI. 238. /Az Orsz. Meteor. Int. hivatalos kiadványai. 25./
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938. Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. — A Bánya- és Kohómérnöki Oszt. Közl. Sopron. 10. 1-144.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1939. A Gerecse-hegység magas teraszairól. — Földt. Közl. 69. 197-204.
- VIGH G. 1943. A Gerecse-hegység ÉNy-i részének földtani és őslénytani viszonyai. — Földt. Közl. 73. 645-655.
- VIGH GY. 1935. Adatok a Gerecse-hegység Ny-i részének földtani ismeretéhez — Földt. Int. Évi Jel. 1928-29. évekről. 87-96.

ÉPÍTÉSFÖLDTANI SZEMPONTU GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉS
/SZEGED - TÁPÉ/

Mezősi Gábor

BEVEZETÉS

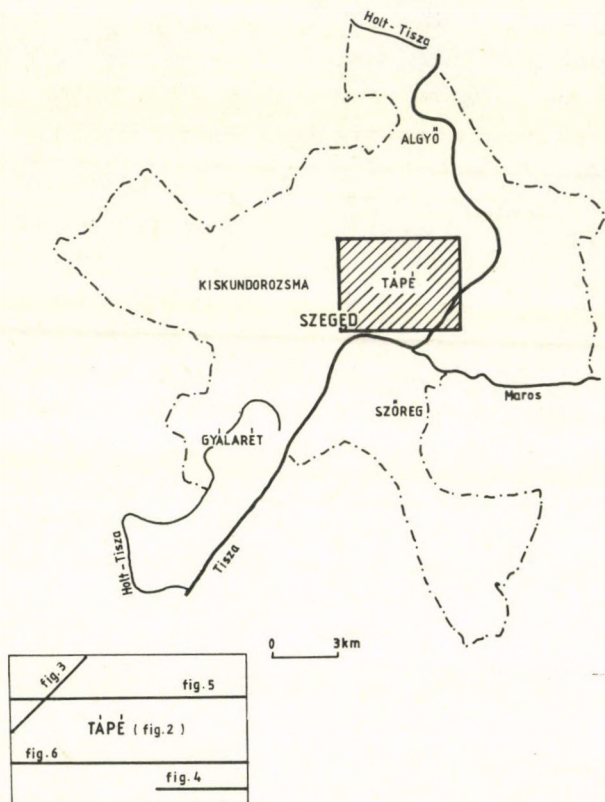
A JATE Természeti Földrajzi Tanszékén 1979-ben kezdtük meg – a MÁFI által szervezett kutatás keretében – Szeged 1:10 000-es méretarányú építésföldtani térképezését. A projekthez csatlakozva elkészítettük Szeged 25 000-es és a belterület 10 000-es geomorfológiai térképeit, illetve elvégeztük a 10 000-es geológiai térképezés és a korábbi felvételek reambulációját. A térképezés lényeges feladata az volt, hogy tisztázza az építkezések alapozás kérdéseit, és adjon megbízható geotudományi alapot a vízbeszerzés és -elvezetés kérdéseihez.

Szeged geomorfológiai térképezésével a szokásos elvárásokon /geomorfológiai, morfometriai, kronológiai kérdések/ túl feladatként jelentkezett olyan felszínfejlődési folyamatok feltárása és ábrázolása, illetve a sajátos képződmények /pl.: mesterséges feltöltés vastagsága/ térképezése, amelyek feltüntetése a földtani szelettérkép-sorozaton nem volt lehetséges. Az alábbiakban Szeged-Tápé geomorfológiai térképezésének módszerével és főbb eredményeivel foglalkozunk.

A TÉRKÉPEZETT TERÜLET ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A "Tápé" megnevezésű lap a Tisza jobb partján tipikus alacsony és magas ártéri felszint fed le, amely tájféldrajzilag a Dél-Tisza-

völgyi középtájhoz tartozik /1. ábra/. Mint ilyen, geomorfológiailag meglehetősen egyhangunak, homogénnek tűnik, de a tüzetesebb vizsgálat már változatos mikroformát mutat. Ezek a formák főként a Tisza – alárendelten a Maros – pleisztocén végi és holocén időszakai folyóvízi eróziós és akkumulációs tevékenységéhez kapcsolódnak. Megfigyelésünk szerint még a felszín több mint felét borító pleisztocén iszapos, infuziós lösznek térképezett képződmények is többnyire átmozgatódhattak a holocén folyamán. /Igy pl. a magas ártereken a felszíni képződmények térképezett kora eltérhet a felszín – mint geomorfológiai szint – korától/. Többek közt ezért is nehéz elkülöníteni egymástól a holocén és pleisztocén képződményeket.



1. ábra. A térképezett terület fekvése /Szerk.: MEZŐSI G./

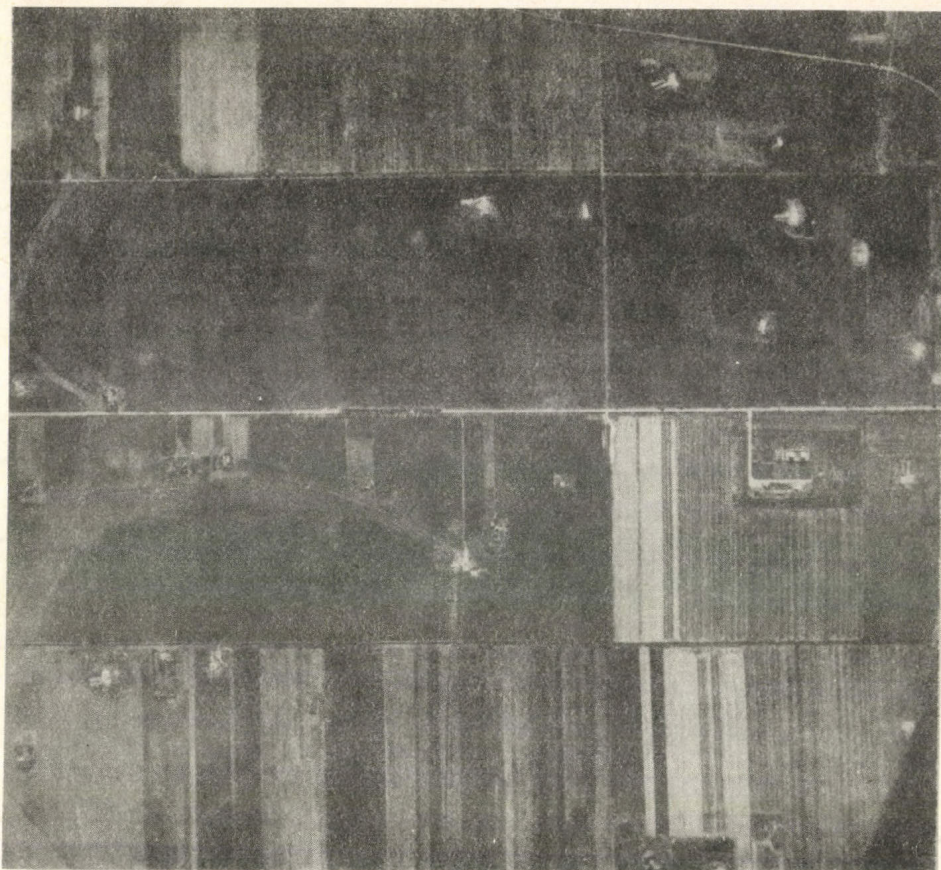
Az alföldi területek földtani térképezésénél a pleisztocén és a holocén képződmények elválasztását főleg morfológiai alapon hajtották végre /RÓNAI A. 1979/. A mai árterek üledékeit a holocénbe, az árvizmentes magaslatokat a pleisztocénbe sorolták.

A tápéi lappal lefedett felszínen közel "gyűrűszerűen" változik a területhasznosítás. A Ny-DNY-i részen található a Felsőváros, Tarján és az Északi-városrész lakótelepei, amelyek az 1879-es árvíz után épített körtöltésig nyulnak. A körtöltésen kívül a perspektivikusan rekreációs célra is igénybe vehető Baktó, a lap D-DK-i részén pedig a falusias beépítésű Tápé helyezkedik el. Szeged közigazgatási határától ÉK-re levő terület intenzív technogén hasznosítású, az ország egyik kőolajtermelési központja /l. kép/.

A térképezett terület legnagyobb reliefenergiája 9,5 m. A legmagasabb helyzetben /átlagosan 82-84 m/ a lap D-i részén található, infúziós lösszel borított és helyenként természetesen feltöltött, ill. tovább magasított felszínen helyezkednek el. A második hipszometrikus szintet a 79-81 m magas ártéri felszínnek alkotják /pl.: Székhát/, de ide tartozik a kissé feltöltött és sűrűn beépített Felsőváros É-i része, valamint Baktó is. Az átlagosan 77-78 m magas alacsony ártéri felszínnek /pl.: Petőfi-telep és Kiskemes környéke/ a vízrendezés előtt feltehetően időszakosan, ill. /pl. a 77 m alatti Két-ér-köz vidéke/ állandóan vízzel borítottak voltak.

A GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉP SZERKEZETE, JELKULCSA

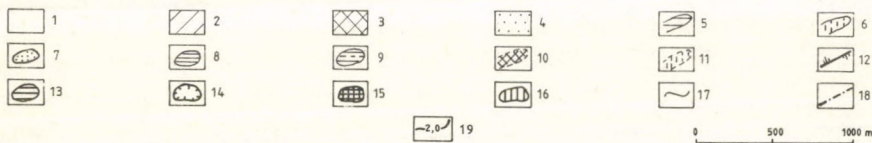
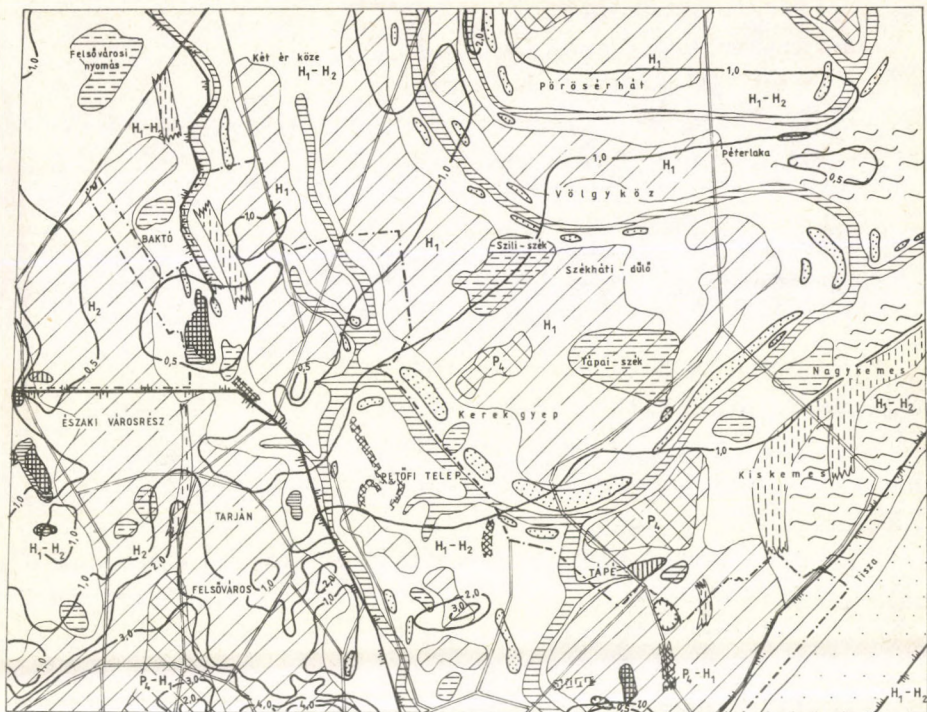
A térképezés megkezdésekor részben tartalmi, részben technikai jellegű problémákat kellett megoldani. A nemzetközi szakirodalomban ugyanis nem találtunk könnyen adaptálható módszereket hasonló folyóvízi akkumulációs síkság részletes geomorfológiai térképezésére, főként az alkalmazott mérnökgeomorfológiai térképezés irodalma szegényebb e tekintetben. Magyarországon az 1970-es évek elejétől megindult mérnökgeomorfológiai és építésföldtani térképezéshez kapcsolódó alkalmazott geomorfológiai térképezés



1. kép. Intenzíven hasznosított egykori Tisza-fattyuágak maradványaival fedett felszín a Tisza balpartján
/NKKU Kartográfiai Osztály felvétele/

alapján körvonalazható volt a térkép tartalma, azaz, hogy mit ábrázoljunk /PÉCSI M. 1971, RÓNAI A. 1972, KLEB B. 1972, KARÁCSONYI S. 1972 stb./. A térképszerkesztés technikai kivitelezésénél a MTA FKI /1963/ és az IGU geomorfológiai térképezési bizottsága /1976/ által kidolgozott jelkulcsrendszereket vettük alapul. A geomorfológiai térképlapon az alábbi kategóriákat ábrázoltuk:

- domborzati altípusok
- litológia



2. ábra. Tápé geomorfológiai térképe

1 = alacsony ártér; 2 = magas ártér; 3 = infúziós lösszel fedett pleisztocén kiemelkedések; 4 = "aktív" ártér; 5 = hajdani meander vízzel kitöltve vagy időszakos vízborítással; 6 = hajdani meander mezőgazdasági művelés alatt; 7 = övzátony, parti zátony; 8 = természetes /eredeti/ állóvíz; 9 = hajdani tó, főként természetes feltöltéssel; 10 = ujholocén meandermaradvány természetes feltöltéssel; 11 = óholocén meandermaradvány természetes feltöltéssel; 12 = árvízvédelmi töltés; 13 = bányagödör vízborítással; 14 = bányagödör vízborítás nélkül; 15 = antropogén exkavációs forma mesterséges feltöltéssel; 16 = antropogén exkavációs forma természetes feltöltéssel; 17 = nagyobb meliorált felszín; 18 - belterületi határ; 19 = az első alapozásra alkalmas réteg mélysége
 H_1 = ujholocén; H_2 = óholocén; P_4 = ujpleisztocén

- /természetes és antropogén/ felszíni formák
- a felszinformák kora
- a felszíni formákat kialakító folyamatok
- egykori és recens vízhálózat.

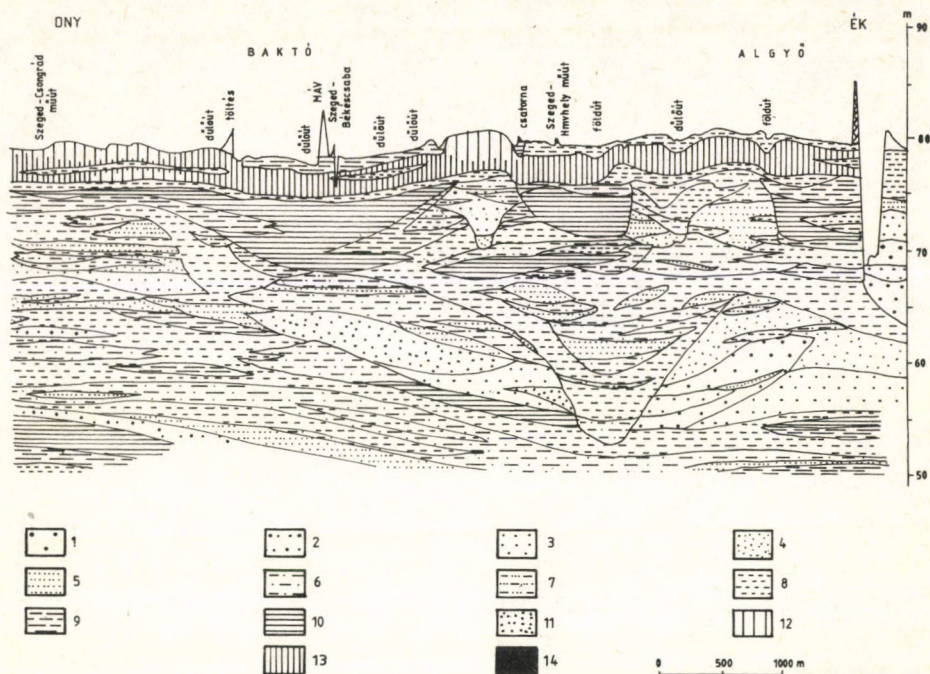
A 2. ábrán bemutatott kicsinyített geomorfológiai térképen technikai okokból a litológiát nem ábrázoltuk.

DOMBORZATI ALTÍPUSOK, GEOMORFOLÓGIAI SZINTEK

A térképezett területen – és jószerével az egész Alföldön – pleisztocén végi, holocén időszaki felszínfejlődés felvázolásának két lényegi kérdése a folyóvízhálózat rekonstrukciója, valamint az eolikus formák elterjedésének tisztázása.

A pleisztocén végén a vizsgált térség egésze folyóvízi ártér lehetett. A 20 m mélységű furásadatok tanúsága szerint 10 és 20 m mélység között uralkodóak a folyóvízi üledékek: a kisebb foltokban jelentkező agyagok és agyagos iszapok lokális mélyedésekben, egykori alacsony ártéri felszíneken akkumulálódhattak. A további feltöltésben jelentős szerepet kaptak a tavi üledékek /3-4. ábra/ is. Eltemetett folyó- illetve fattyúággal az alábbi idősebb – pleisztocén időszaki – lefolyási irányok rögzíthetők. Legidősebbnek tűnik az ÉNy-DK-i lefolyási irány /Baktó-Petőfi-telep-Tápé/. Ez feltehetően a Fehér-tó-Maty-ér-Mihálytelek közt húzódó ősi Tisza-ághoz tartozhatott /5. ábra/. A felszín magasabb helyzetben levő területei eolikusán is tovább magasodhattak /pl. a tápéi dűlő és Nagykesmes között/. A lap K-i részének egykori magas ártéri jellegére utalnak a 4-6 m mélységben tulsúlyba jutó hidroaerolitok. A pleisztocén vége felé az ÉNy-DK-i lefolyási irány fokozatosan É-D-ire változott /Baktó-Petőfi-telep-Tarján-Tisza/ és kialakult a Völgy-ér és a Kőrös-ér között is egy szélesebb, közel K-Ny-i lefolyási irány. Ennek tengelyében helyezkedik el Péterlaka süllyedéke.

A másik jelentősebb vízrajzi irányváltás a Tisza pleisztocén végi mederoldalozásával kapcsolatos. A Nagykesmes-Kiskemesen

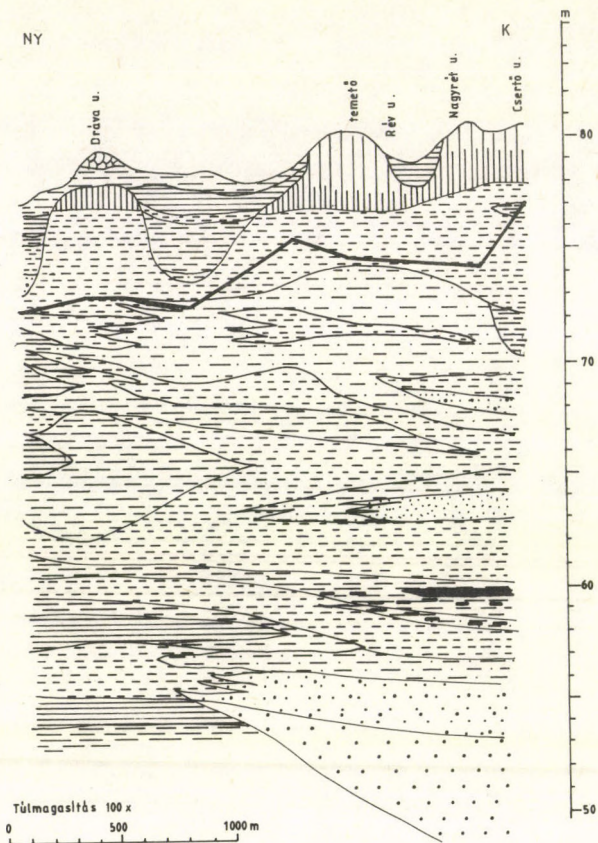


3. ábra. Földtani keresztmetsvény Szeged-Algyő között
/Szerk.: MIHÁLTZ I. 1966/

1 = középszemű homok; 2 = közép- és aprószemű homok átmenete; 3 = aprószemű homok; 4 = apró- és finomszemű homok átmenete; 5 = finomszemű homok; 6 = iszapos finomhomok; 7 = iszapos aprószemű homok; 8 = finomhomokos iszap és agyag; 9 = agyagos iszap; 10 = agyag; 11 = futóhomok, közép- és aprószemű homok átmenete; 12 = tiposus lösz; 13 = iszapos lösz; 14 = tőzeges rétegek

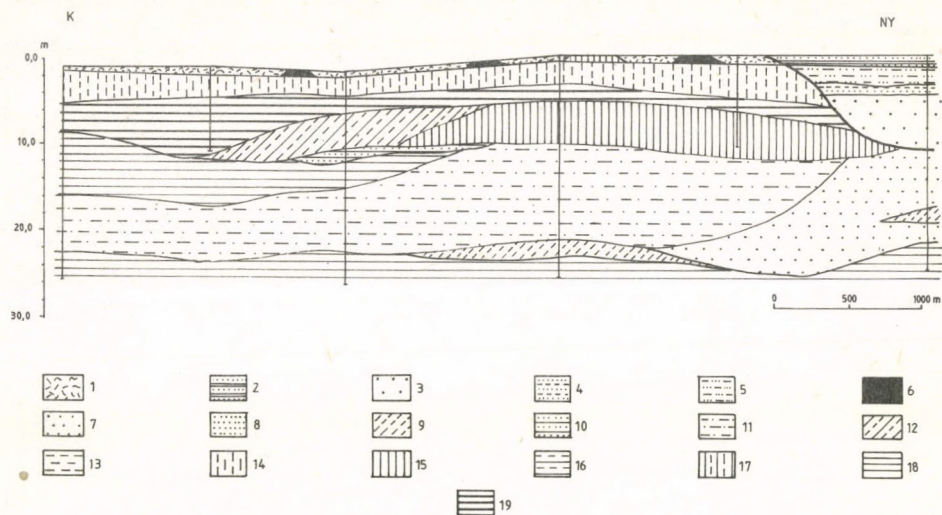
keresztül levonuló Tisza-ág helyenként 8–10 m mélységig erodálta a pleisztocén felszint /6. ábra/.

Ezeknek az akkumulációs folyamatoknak az eredményeként a pleisztocén végére a felszín viszonylag kiegyenlítetté vált. A holocén elején a változó ökológiai viszonyokkal összhangban hatékony folyóvízi eróziós és akkumulációs folyamatok játszódtak le, amelyek szétrombolták az egységes löszös, infúziós lő-



4. ábra. Földtani keresztmetszvény Szeged–Tápé között
/Szerk.: MIHÁLTZ I. 1966/
A jelmagyarázatot lásd a 3. ábránál

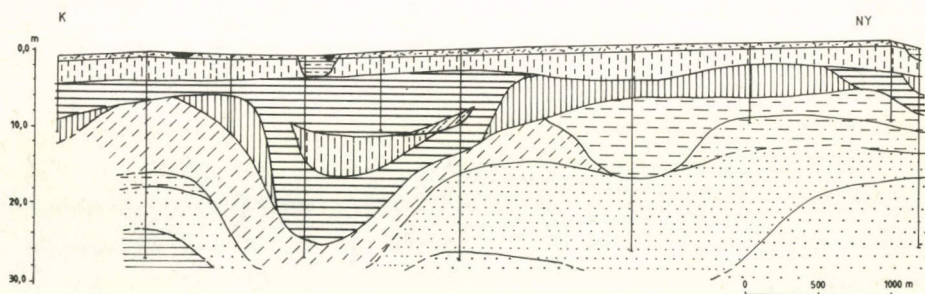
szős felszint, és egy szétdarabolt, magas ártéri–alacsony ártéri rendszert alakítottak ki. A magas árterek és egyes magasabb helyzetben levő pleisztocén üledékekkel fedett térszinek helyenként eolikus–fluvio-eolikus uton a holocén elején magasodhattak is. A fiatalabb – a felszínen is jelentkező – medervándorlásokat a felszinformák közt tárgyaljuk.



5. ábra. Földtani keresztmetsvény Szeged É-i külterületén

/Szerk.: MEZŐSI G./

1 = humusos talaj; 2 = ujholocén folyóvízi iszapos homokliszt; 3 = óholocén folyóvízi homok; 4 = óholocén folyóvízi homoklisztes finomhomok; 5 = óholocén folyóvízi agyagos homokliszt; 6 = óholocén szikes agyag; 7 = ujpleisztocén folyóvízi apróhomokos finomhomok; 8 = ujpleisztocén folyóvízi homoklisztes finomhomok; 9 = ujpleisztocén hidroaerolit; 10 = ujpleisztocén folyóvízi iszapos homokliszt; 11 = ujpleisztocén folyóvízi homoklisztes iszap; 12 = ujpleisztocén homoklisztes iszap; 13 = ujpleisztocén iszap; 14 = ujpleisztocén infúziós lösz; 15 = ujpleisztocén agyagos lösz; 16 = ujpleisztocén szikes lösz; 17 = ujpleisztocén löszös agyag; 18 = ujpleisztocén folyóvízi agyag; 19 = ujpleisztocén tavi agyag



6. ábra. Földtani keresztmetsvény Szeged belterületén

/Szerk.: MEZŐSI G./

Jelmagyarázatot lásd az 5. ábránál

A térképlapon geomorfológiailag három /siksági/ domborzati altípust különíthettünk el. A legidősebb domborzati altípusnak az alacsonyabb fekvésű löszös síksági részek tekinthetők. Ilyen pl. a Felsőváros D-i része és Tápé K-i peremén az infuziós löszből felépülő Ásványhát. Az utóbbi felszíne feltehetően komplex /fluvio-eolikus/ genetikájú.

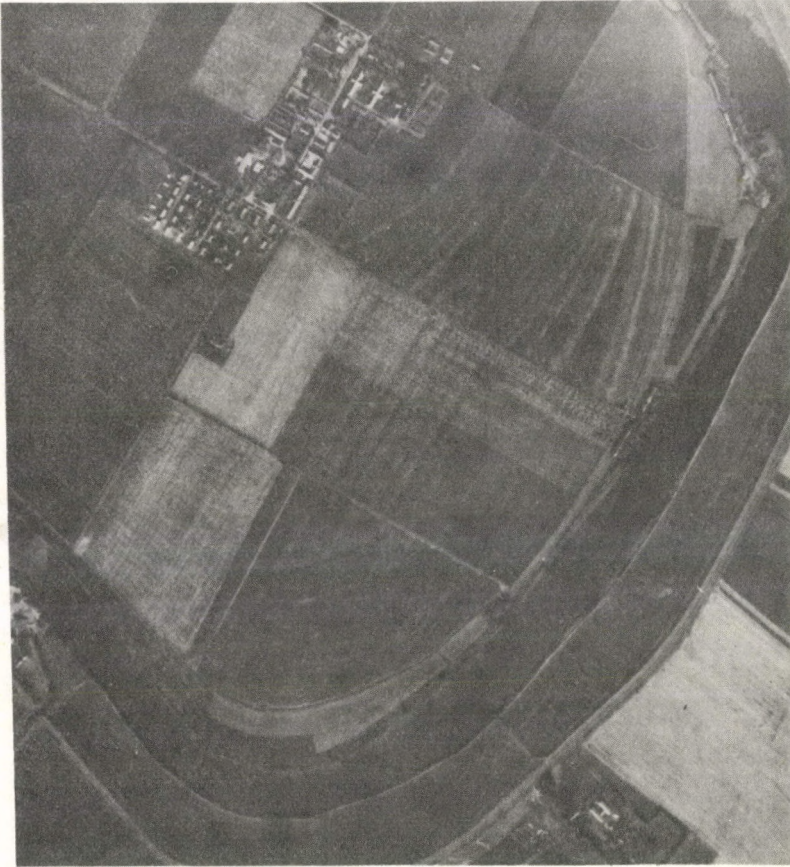
A második domborzati altípust az infuziós löszből álló magas ártéri síksági maradványok képviselik. Az itteni infuziós lösz mint folyóvízi és ártéri üledék akkumulálódott, az eolikus tényezők szerepe az üledékképződésben korlátozott volt /HAHN GY. 1975, MÁRTON P. et al. 1979/. A magas árterek a tiszai fattyuágak eróziója következtében felszabdálódtak és az így létrejött, helyenként az alacsony ártérből "szigetszerűen" kiemelkedő felszíni alakzatokat a pleniglaciális szélróziós hatások is érthették. Külön domborzati altípusként értékeltük a Tisza alacsony ártéri síkját is. A lap K-i és DK-i részén a felszínen lösziszap és nagyobb foltokban iszapos agyag található, amely a későbbiekben elszikessedett /Szili-szék, Tápai-szék/.

FOLYÓVIZI FOLYAMATOK ÉS FORMÁK

A felszinformák jelentős része a medrét és fattyuágrendszerét gyakran változtató Tisza tevékenységéhez kötődik. Ez utóbbi következménye, hogy Tápé területe folyóvízi eróziós és akkumulációs formákban – különösen mikroformákban – rendkívül gazdag. A fluviális jellegű formák sajátos területi elrendeződést mutatnak. Geomorfológiai helyzetük alapján elemzéseink a folyóvízi eróziós-akkumulációs formatípusok két generációját valószínűsítik.

Az idősebb generációt az Északi városrész, Tarján és Tarján K-i részén levő eltemetett mederrészek képviselik. Ezek a nehezen felismerhető, többnyire É-D-i és ÉNy-DK-i irányú morotvamaradványok, holocén eleji, illetve pleniglaciális képződmények. Erre utal litológiai felépítésük és morfometriájuk is. Ezek részben az ÉNy-i, DK-i hidogeográfiai kapcsolatnak, részben a Kis- és Nagykemesi Ős-Tiszaág fattyuágrendszerének lehetnek a maradványai. Felszínüket elsimitotta a mezőgazdasági művelés.

A fiatalabb generáció a Tisza fattyúágainak új holocén időszakos mozgásához, elvonszolódásához kapcsolódik. Az egykori meandereket parti- és övzátonyok kísérik /2a,b-3. kép/.



2a kép. A fényképrészlet a nagyfai Kis-Tisza öblözetet kísérő eolikusán magasított övezőképződményt ábrázolja. Kialakulása a mederben folyó víz keresztirányú áramlásával kapcsolatos /NKKU Kartográfiai Osztály felvétele/



2b kép. A fényképrészlet a Maty-eret Ny-ról kíséző eolikusan magasított övzátónyképződményt ábrázolja. Kialakulása a mederben folyó víz keresztirányú áramlásával kapcsolatos /NKKU Kartográfiai Osztály felvétele/

Az alacsony ártérről sajátos módon "hátravágódó" eróziós völgyeket az építésföldtani szempontból is jelentős tápéi agyagbányák tárták fel. Térképünkön jeleztük a hajdani meandereket és feltüntettük az övzátónyok jelenlegi állapotát, illetve azt, hogy a felszín milyen módon hasznosított. A "fattyuágak" és "morotvamaradványok" elnevezéssel az alábbi formákat jelöltük: az egyes parameander-típusok a főmeder vagy az időszakos vízzel borított alacsony ártéri szintek vizét szállították a mélyebb fekvésű te-



3. kép. A Marostól D-re elhelyezkedő, annak két ujholocén koru, de eltérő fejlődési stádiumban levő fattyúágrendszerét mutatja a felvétel
/NKKU Kartográfiai Osztály felvétele/

rületekre. Olykor ezek a magas ártéri kiemelkedések között folytak le /pl. Völgy-ér és Pörös-ér/. E kis vízfolyások rövid sugaru kanyarulatai helyenként keskeny folyóhátakat /BORSY Z. 1972/ is akumuláltak, amelyek gyakran 1-2 m-rel az alacsony ártér szintje fölé emelkedtek. Az így keletkezett gátszerű hálózat valószínűleg körülölelhetett néhány rossz lefolyású, esetenként lefolyástalan mélyedést /Tápai-szék, Szili-szék/.

A térképezett területeken a holocénban számos állóvíz helyezkedett el. Ezek főként a Tisza szűkebb értelemben vett alacsony árteréhez tartoznak.

EOLIKUS, FLUVIO-EOLIKUS FORMÁK

Az eolikus folyamatok és formák azonosítását azok változatos genetikája és a fluviális formákkal való gyakori összefonódása jelentősen megnehezítette. Tápé területén tipikus eolikus képződmény – a lap K-i felén elhelyezkedő Ásványhát kivételével – nincs. A fluvio-eolikus formák közül területünkön kétségtelenül a Körös-ér és a Völgy-ér rendszer mentén elhelyezkedő parti- és övzatónyoké a vezető szerep, amelyek jellegzetesen komplex genezisű formák.

ANTROPOGÉN FORMÁK

Tápé az erősen igénybe vett antropogén tájtypus jellegzetes ismérveit hordozza. A lap DNY-i fele főként urbanogén, központi része, amely rekreációs jellegű, övszerűen körülölelte a városi beépítéseket, a K-ÉK-i területek pedig technogén hasznosításuk.

Az építésföldtani szempontból kedvező litológiai adottságok kiaknázásának következménye, hogy ennek a területnek viszonylag nagy részén találkozhatunk különböző exkavációs formákkal. Ilyenek az agyag- és homokbányák, valamint azok a kisebb-nagyobb sebhelyek, amelyek a múlt század második felében végrehajtott folyószabályozási munkálatok során /gátépítés/ anyagkitermelés következtében keletkeztek. Ezek az antropogén negatív formák a felszint jelentősen megbontották, és helyenként a rekultiváció hiánya miatt kedvezőtlen geomorfológiai és talajtani folyamatok megindulását eredményezték. A geomorfológiai térképen szükségesnek tartottuk jelezni a természeti formákkal gyakran kibogozhatatlanul összefonódó antropogén formák állapotváltozását is, tudva, hogy építésföldtani vonatkozásban /pl. sekély alapozás/ ezek komoly tervezési szempontként szerepelhetnek.

Építésföldtani szempontból egyik lényeges kérdés az első alapozásra alkalmas rétegek mélysége, és ezek minősége. Ismert, hogy Szegeden az 1897-es árviz után a további árvizi katasztrófák elkerülése érdekében jelentősen feltöltötték a város terüle-

tét /a belterületen az első alapozásra alkalmas réteg mélysége a feltöltés nagyságával mérhető/. Elsősorban a körutakat /a Kis-körutat a Tisza 0 pontja feletti 820 cm-re/ és a védőtöltéseket /a 0 pont felett 1000 cm-re/ magasították. Ezeket a hálószerű feltöltéseket nem követte a város egész területének egységes nivósziintre emelése. Így a belterületen szép számal előforduló természetes tavak, mesterségesen elgátolt mélyedésekké váltak. A vízrendezés számos pozitív vonása mellett megnövelte a belterület vízrendezési költségeit, és a mélyebbre került vízlevezetőrendszer is visszahatott a környék talajvizeinek mozgására, a talajok vízháztartásának olykor kedvezőtlen irányu megváltozására.

A történelmi dokumentumok és a távlati városrendezési terv alapján megállapítható, hogy Szeged beépülése, ill. a magas ártéri száraz felszinekről fokozatosan a komplex genetikájú és bonyolultabb morfológiájú alacsony ártéri peremterületekre tevődik át. Ez a tény a további nagyszabású beépítési koncepciók kialakítása előtt indokolttá teszi a részletes mérnökgeomorfológiai tanulmányok konzekvenciáinak hasznosítását.

IRODALOM

- BORSY Z. 1972. Üledék- és morfológiai vizsgálatok a Szatmári-síkságon az 1970. évi árviz után. - Földr. Közl. 20. /96./ 1. 38-47.
- BORSY Z. - MOLNÁR B. - SOMOGYI S. 1969. Az alluviális medence-síkságok morfológiai fejlődéstörténete Magyarországon. - Földr. Közl. 17. /93./ 3. 237-254.
- BULLA B. 1941. A Magyar medence pliocén és pleisztocén terraszai. - Földr. Közl. 69. 4. 199-230.
- DEMEK J. /szerk./ 1976. Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. Wien, Hirt Verl. 464.
- FODOR T.-né 1972. A Balatonkörnyék építésföldtani térképezésének programja. - Földt. Kutatás, 15. 4. 23-27.
- HAHN GY. 1975. A magyarországi hegységelőtéri, dombvidéki és medencebéli löszök és löszterületek morfofenetikája és kronológiája. Kandidátusi értekezés. Kézirat, Budapest, p. 312.
- JUHÁSZ J. 1972. Beszámoló Miskolc város építésföldtani térképezési munkájának eddigi munkavégzéséről. - Földt. Kutatás, 15. 55-63.

- KARÁCSONY S. 1972. Budapest mérnökgeológiai mintatérképei. - Földt. Kutatás, 15. 4. 28-33.
- KLEB B. 1972. Eger mérnökgeológiai térképezése. - Földt. Kutatás, 15. 4. 46-54.
- LÁNG S. 1960. A Délkelet-Alföld felszine. - Földr. Közl. 8. /84./ 1., 31-44.
- MAGYARORSZÁG részletes geomorfológiai térképének jelkulcsa. 1963. Összeáll. az MTA FKI Természeti Földrajzi Munkaközössége, Bp. 24.
- MÁRTON P. - M. PÉCSI - É. SZEBÉNYI - M. WAGNER 1979: Alluvial loess /infusion loess/ on the Great Hungarian Plain. - Acta Geol. Acad. Hung. 22. 1-4. 539-555.
- MEZŐSI G. 1983. Szeged geomorfológiai vázlata. - Alföldi Tanulmányok, 7. 59-74.
- MIHÁLTZ I. 1966. A Tisza-völgy déli részének vízföldrajza. - Hidr. Közl. 46. 2. 76-90.
- MIHÁLTZ I. 1967. A Dél-Alföld felszinközeli rétegeinek földtana. - Földt. Közl. 97. 294-304.
- MOLNÁR B. 1963. A dél-alföldi pliocén és pleisztocén üledékek tagolása nehézasványösszetétel alapján. - Földt. Közl. 93. 97-107.
- PÉCSI M. 1971. Geomorfológia mérnökök számára. Bp. Tankönyvk. 243.
- RÓNAI A. 1972. A mérnökgeológiai térképezés feladatai az Alföldön. - Földt. Kutatás, 15. 4. 13-22.
- RÓNAI A. 1972. Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. - MÁFI Évk. 56. 1. 341-421.
- RÓNAI A. 1979. Az Alföld földtani atlasza. Szeged. /Magyarázó+ Atlasz./ MÁFI. XI, 19 lev.
- RÓNAI A. - SZEPESHÁZY K. - KÖRÖSSY L. 1974. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XV. Szeged. Bp. MÁFI. 190.
- SOMOGYI S. 1967. Ősföldrajzi és morfológiai kérdések az Alföldről. - Földr. Ért. 10. 3. 319-338.
- A tiszai Alföld. 1969. Szerk. MAROSI S. - SZILÁRD J. Bp. Akad. K. 380. - /Magyarország tájfeldrajza. 2./

AZ MTA FÖLDRAJZTUDOMÁNYI KUTATÓ INTÉZETÉBEN VÉGZETT
MÉRNÖKGEOMORFOLÓGIAI ÉS FELSZINMOZGÁSOS
GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPEZÉS IRODALMI JEGYZÉKE

Mérnökgeomorfológiai térképezés

- ÁDÁM L. 1983. Magyarázó a Nyugat-Magyarországi-peremvidék és a Kisalföld 100 000-es geomorfológiai térképsorozatához. 401. Kőszeg. Közreműk.: BALOGH J., LOVÁSZ GY. Témavezető: HAHN GY. Bp. MTA FKI. 32 p. 7 t. 4 térk. Megbízó: MÁFI.
- ÁDÁM L. — BALOGH J.— LOVÁSZ GY. 1983. Magyarázó a Nyugat-magyarországi-peremvidék és a Kisalföld 100 000-es geomorfológiai térképsorozatához. 402. Kapuvár. Közreműk.: RINGER Á. Témavezető: HAHN GY. Bp. MTA FKI. 23 p. 3 térk. Megbízó: MÁFI.
- HEVESI A. — JUHÁSZ Á. 1973. Eger és környékének mérnökgeomorfológiai térképezése. 3 db. 1:10 000-es térk. Témavezető: JUHÁSZ Á. Bp. MTA FKI 42. Megbízó: Bp-i Müsz. Egyetem.
- JUHÁSZ Á. 1978. Budapest építésföldtani térképezése. Magyarázó a "Nagytétény 23", 1:10 000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 8. Megbízó: FTV.
- JUHÁSZ Á. 1978. Budapest építésföldtani térképezése. Magyarázó a "Pécel 17", 1:10 000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. Megbízó: MÁFI.
- JUHÁSZ Á. stb. 1972. Budapest környékének mérnökgeomorfológiai térképezése. Pesthidegkut, Kísszentmihály, Óbuda. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 4,8, 22. Megbízó: MÁFI és FTV.
- JUHÁSZ Á. stb. 1973. Budapest mérnökgeomorfológiai térképezése keretében mérnökgeomorfológiai térképlapok felvételezése és szerkesztése. /1:10 000/ Rózsadomb, Gellérthegy. Témavezető: SZILÁRD J. MTA FKI. Megbízó: FTV.
- JUHÁSZ Á. — KERTÉSZ Á. 1981. A Dunakanyar üdülőkörzet Szob–Visegrád közötti szakaszának mérnökgeomorfológiai viszonyai. Témavezető: KERTÉSZ Á. Bp. MTA FKI. 22. 1 térk. Megbízó: BME.
- JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. 1974. Budapest mérnökgeológiai térképezése. Városliget 9, Kőbánya 14, 1:100 000-es térképlapok magyarázóval. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 15. Megbízó: FTV.
- JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. 1976. Budapest építésföldtani térképezése. Magyarázó "Budafok 19", "Pesterzsébet 20" térképlapokhoz. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 14. 17. Megbízó: FTV.
- JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. 1977. Budapest építésföldtani térképezése. "Háróssziget 24", "Soroksár 25" építésföldtani térképezése. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 9, 11. 14 kép Megbízó: FTV.

- JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. 1978. Paks-Dunakömlőd közötti magaspartok 1:4000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképezése. Témavezető: SCHWEITZER F. Bp. MTA FKI. 29. 5 t. 1 térk. mell. Megbízó: FTV. /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere./
- JUHÁSZ Á. — MAROSI I. — SZILÁRD J. 1972. Budapest környékének mérnökgeomorfológiai térképezése. Rákoskeresztúr, Rákosliget, Pestlőrinc. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI 19, 20, 12. Megbízó: MÁFI
- KERTÉSZ Á. 1982. A Dunakanyar üdülőkörzet környezetpotenciál és építésföldtani prognózis térképezése. Témavezető: PÉCSI M. Bp. MTA FKI. 17. Megbízó: KFH.
- KERTÉSZ Á. — JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. 1977. Budapest építésföldtani térképezése 1977. évi munkálatai. Békásmegyér, Káposztásmegyér, Óbuda, Újpest 1:10 000-es geomorfológiai térképeinek átszerkesztése. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 4 térk. + 1 jelkulcs. Megbízó: FTV.
- LOVÁSZ GY. 1980. Bajót. Magyarázó az 1:10 000 geomorfológiai térképhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 14. 1 térk. mell. Megbízó: KFH. /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere./
- LOVÁSZ GY. 1980. Nagyrápád. Magyarázó és 1:10 000 geomorfológiai térképlap. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 10. 1 térk. mell. Megbízó: FTV. /Pécs építésföldtani térképezése./
- LOVÁSZ GY. 1980. Pellérd. Magyarázó és 1:10 000 geomorfológiai térképlap. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 12. 1 térk. mell. Megbízó: FTV. /Pécs építésföldtani térképezése./
- LOVÁSZ GY. — SCHWEITZER F. 1981. Győr. Magyarázó a 1:25 000-es mérnökgeomorfológiai és ösvizrajzi térképekhez. Témavezető: SCHWEITZER F. Bp. MTA FKI. 19. 4 térk. Megbízó: FTV.
- LOVÁSZ GY. — SZILÁRD J. 1980. Magyarázó és dokumentáció a pécsi "Patacs" jelű 1:10 000-es mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 8. Megbízó: FTV. /Pécs építésföldtani térképezése./
- SCHWEITZER F. 1978. "Dunaharaszti", "Soroksári ág" és "Pestimre" térképlapok mérnökgeomorfológiai magyarázója. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 9, 7, 9. Megbízó: FTV.
- SCHWEITZER F. 1979. Magyarázó és dokumentáció a pécsi "Mecsek-alja" jelű 1:5000-es mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 9. 1 térk. Megbízó: FTV. /Pécs építésföldtani térképezése./
- SZILÁRD J. 1979. Magyarázó és dokumentáció a pécsi "Donátus" jelű 1:5000-es mérnökgeomorfológiai térképlaphoz. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 13. 1 térk. mell. Megbízó: FTV. /Pécs építésföldtani térképezése./
- SZILÁRD J. — SCHWEITZER F. 1977. Pécs város geomorfológiai térképezése. Pécs Belváros 1:5000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképlap és magyarázója. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 12. 2 térk. Megbízó: FTV.

- SZILÁRD J. - SCHWEITZER F. 1977. Tanulmányterv Eger-vár és közvetlen környezetének mérnökgeomorfológiai viszonyairól. Bp. MTA FKI. 15. 1 térk. mell. Megbízó: FTV.
- SZILÁRD J. - SCHWEITZER F. 1978. Budapest építésföldtani térképezése. Rózsadomb, Gellérthegy, Pesthidegkut, Rákosszentmihály jelű 1:10 000-es méretarányú mérnökgeomorfológiai térképlapok. Városliget, Budafok jelű térképekhez hasonló tartalmu átszerkesztés. Témavezető: JUHÁSZ Á. Bp. MTA FKI. Megbízó: KFH.
- PECSI M. - SZILÁRD J. - LOVÁSZ Gy. - JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1980. Magyarázó és dokumentáció Budapest 1:20 000-es mérnökgeomorfológiai térképéhez. Szerk. PÉCSI M. - SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 75.

Felszínmozgásos geomorfológiai térképezés

- ÁDÁM L. - JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1972. Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere. Ózd és Arló környéke. 1:25 000 térk.magy. 39; Komló és környéke 1:10 000 térk.magy. Témavezető: ÁDÁM L., PÉCSI M. Bp. MTA FKI. Megbízó: KFH.
- ÁDÁM L. - JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1976. Tolnai dombság, Somogyi-Baranyai-dombság. Duna mente. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. ism. lpsz. Megbízó: KFH. /102./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere./
- ÁDÁM L. - JUHÁSZ Á. - PÉCSI M. - SCHWEITZER F. 1972. Magyarország felszínmozgásos területeinek műszaki-földtani katasztere. Esztergom és környéke, Neszmély, Dunaalmás-Dunaszentmiklós.
- HEVESI A. 1974. Magyarázó az Északi-Középhegység Bükk-től nyugatra eső területeinek 1:100 000-es m. a. felszínmozgásos kataszteri térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. Megbízó: KFH.
- JUHÁSZ Á. 1980. Ebszöbánya. Magyarázó az 1:10 000-es geomorfológiai térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 31. 4 t. Megbízó: KFH. /30/1980./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere./
- JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1977. Zala, Somogy. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 33. 18 kép. 35 t. Megbízó: KFH. /103/76./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani és műszaki katasztere./
- JUHÁSZ Á. - SCHWEITZER F. 1978. Nyugatmagyarországi peremvidék. Kisalföld. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 3, 12. Megbízó: KFH. /115/1977./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere./

- JUHÁSZ Á. — KERTÉSZ Á. — SCHWEITZER F. 1975. Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani és műszaki katasztere. Magyarázó a Bakony-hegység elnevezésű 1:100 000-es méretarányú térképlap területén felvett felszínmozgásos jelenségekről. Témavezető: SZILÁRD J. — PÉCSI M. Bp. MTA FKI. 17, 11, 15. Megbízó: KFH.
- JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. — SZILÁRD J. 1978. Magyarázó Dunaföldvár és környéke felszínmozgásos, Szekszárd és környéke geomorfológiai térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 23, 18 t. 16. 2 térk. Megbízó: KFH. /14/78./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere./
- KERTÉSZ Á. — JUHÁSZ Á. — SCHWEITZER F. 1974. Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere. Borsodi tájegység területéről felvett 1:100 000-es térkép magyarázója és ábraanyaga. Témavezető: PÉCSI M. — SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 22, 12, 24. Megbízó: KFH.
- LOVÁSZ GY. 1979. Magyarázó Baranya megye É-i részének 1:10 000 lejtőkategória térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. Megbízó: KFH. /58/1979./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere./
- LOVÁSZ GY. 1979. Magyarázó "Orfű" 1:10 000 méretarányú geomorfológiai térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 22. 5 t. 1 térk. mell. Megbízó: KFH. /58/79./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere./
- LOVÁSZ GY. 1980. Baranya megye lejtőkategória térképe. 1:10 000. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 17. 1 térk. mell. Megbízó: KFH. /30/1980./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere./
- LOVÁSZ GY. 1980. Lábatlan. Magyarázó az 1:10 000 geomorfológiai térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 15. 1 térk. mell. Megbízó: KFH. /30/1980./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani-műszaki katasztere./
- LOVÁSZ GY. 1980. Mogyorósbánya. Magyarázó az 1:10 000 geomorfológiai térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 15. 1 térk. mell. Megbízó: KFH. /30/1980./ /Magyarország felszínmozgásos területeinek földtani műszaki katasztere./
- PAPP S. — SCHWEITZER F. — SZILÁRD J. 1975. Balatonkörnyéki építésföldtani térképezés. Geomorfológia. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 40. Megbízó: MÁFI.
- SCHWEITZER F. 1976. Budapest építésföldtani térképezése. "Nagytarcsa"11" jelű mérnökgeomorfológiai térképlap magyarázója. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 20. Megbízó: FTV /89/1976./
- SCHWEITZER F. — JUHÁSZ Á. 1976. Budapest építésföldtani térképezése 1975-76 évi munkálatai. Magyarázó "Budafok 19" és "Pesterzsóbet 20" térképlapokhoz. Bp. MTA FKI. 17. Megbízó: FTV.

SCHWEITZER F. - SZILÁRD J. 1975. Pécs város geomorfológiai térképezése. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 13. Megbízó: FTV.

SZILÁRD J. - PAPP S. 1976. Budapest építésföldtani térképezése. "Kamaraerdő 18", "Ferihegy 22". Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI. 14, 11 t., 12, 7 t. Megbízó: MÁFI /88/76./

SZILÁRD J. - SCHWEITZER F. 1876. Előzetes magyarázó a pécsi "Tettye" jelű 1:5000-es méretarányú térképlap mérnökgeomorfológiai térképéhez. Témavezető: SZILÁRD J. Bp. MTA FKI; 12. 1 térk. Megbízó: FTV. /56/76./ /Pécs építésföldtani térképezése./

Készült az MTA Földrajztudományi Kutató Intézet házi sokszoro-
sítóján. Példányszám:350. A kiadásért felel:

Dr. Pécsi Márton int.ig.

